Über Blockbildungen im nördlichen Talschwarzwald und im Murgtal

INAUGURALDISSERTATION

zur Erlangung des Grades eines

DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN

der Mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät

der Eberhard-Karls-Universität

zu Tübingen

vorgelegt von

KLAUS ROTHER

aus Chemnitz

1962

7140

Über Blockbildungen im nördlichen Talschwarzwald und im Murgtal

INAUGURALDISSERTATION

zur Erlangung des Grades eines

DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN

der Mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät

der Eberhard-Karls-Universität

zu Tübingen

vorgelegt von

KLAUS ROTHER

aus Chemnitz

1962

Tag der mündlichen Prüfung: 8. Februar 1962

Dekan: Professor Dr.-Ing. W. Braunbek

1. Berichterstatter: Professor Dr. H. Wilhelmy

2. Berichterstatter: Dozent Dr. A. Leidlmair

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

M e i n e n E l t e r n

i n D a n k b a r k e i t

g e w i d m e t

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41549606_0098

Inhaltsverzeichnis

I. Einleitung..... 5
1. Begriffserläuterungen..... 5
2. Stand der Forschung..... 8
3. Landschaftlicher Überblick und Fragestellung..... 13
4. Regionales Schrifttum..... 17
II. Beschreibender Teil..... 25
1. Blockmeere, Blockströme und verwandte Bildungen..... 25
a. Das Achertal..... 26
b. Das Sasbachtal..... 39
c. Das Laufbachtal..... 41
d. Das Bühlertal..... 43
e. Das Murgtal..... 45
f. Rench- und Durbachtal..... 47
2. Block- und Schutthalden..... 48
III. Erklärender Teil..... 53
1. Blockbildende Gesteine..... 53
2. Blockbildung im Granit..... 58
3. Blockbildung im Buntsandstein..... 67
4. Oberflächige Entstehung und Verbreitung von Blockmeeren, Blockströmen und verwandten Bildungen..... 68
5. Entstehung und Verbreitung der Block- und Schutthalden..... 72
6. Arten der Blockmassen..... 77
IV. Zusammenfassung der Ergebnisse..... 79
Schrifttum und Karten..... 81
Anhang: Tabellen, Abbildungen

I. Einleitung

Blockbildungen gibt es in allen Klimazonen der Erde. Aus dem Bereich des kühlhumiden Klimas wurden diese in der Gestalt großartiger Blockmeere zuerst bekannt. Einige Arbeiten in deutschen Mittelgebirgen, vor allem im Harz, im Riesengebirge und im Odenwald, schufen Grundlagen für die weitere Forschung. Die Verfasser entwickelten auf Grund ihrer Beobachtungen Theorien über Alter, Entstehung und Bewegung der Blockmeere im kühlhumiden Klima und übertrugen die Deutungen mehrfach auf ähnliche Blockvorkommen in anderen mitteleuropäischen Gebirgen. Gleichzeitig wurden die unterschiedlich gestalteten Blockbildungen einer genaueren Typisierung unterworfen.

Es ist meine Aufgabe, die Gültigkeit dieser Ansichten für die Blockmassen des nördlichen Talschwarzwaldes zu überprüfen.

1. Begriffserläuterungen

Die volkstümlichen Namen "Steinernes Meer","Felsenmeer", "Trümmerhalde", "Felshalde", "Steinhalde", "wilde Felsmasse", "Findlinge", "Steinrasseln" u.a. sind von den älteren Autoren in die wissenschaftliche Diskussion eingeführt worden. Deshalb ergeben sich sogar noch heute Begriffsverwirrungen. Die klare Fassung der Begriffe wird außerdem dadurch erschwert, daß zwischen den verschiedenartigen Blockmassen Übergänge bestehen können.

DEECKE (1935, S.12) kennt noch keinen Unterschied zwischen Blockhalden und Felsenmeeren. Selbst PIPPAN benutzt im Jahre 1954 in mehreren Fällen den Begriff "Blockstrom" für Blockhalden. Auch MACHATSCHEK (1954, S.37) verwendet "Blockhalde" und "Blockstrom", bzw. "Blockmeere" als Begriffe, die das gleiche beinhalten.

Für die Untersuchungen im Gelände ist aber eine möglichst klare Definition der verschiedenen Begriffe notwendig. WILHELMY (1958, S.9) und ULLMANN (1960, S.200 ff.) ha-

ben sich neuerdings um diese Frage bemüht. Ihre Erläuterungen und meine Beobachtungen werde ich für die nachfolgenden Begriffserklärungen verwenden. Sowohl deskriptive als auch genetische Gesichtspunkte müssen dabei berücksichtigt werden.

Die Definition SCHOTTS für B l o c k m e e r e oder F e l s e n m e e r e , nämlich "Anhäufungen von grobem Trümmermaterial, in dem feine Verwitterungsrückstände fehlen, ohne oder mit nur geringer Vegetation" (1931, S.7), ist heute zu ungenau. Sie muß schärfer gefaßt werden: Überwiegend grobblockige Gesteinstrümmer bedecken größere Flächen auf weniger geneigten Hängen und Rücken (unter 20 Grad). Die Menge des Feinmaterials bestimmt das Ausmaß der Vegetationsbedeckung. Die Bestandteile der Blockmeere können durch mechanische o d e r durch chemische Verwitterung entstehen, sie sind transportiert worden o d e r liegen in situ. Das Herkunftsgebiet ist meist nicht mehr erkennbar, so daß die Deutung der Blockmeere zu einem Problem der morphologischen Forschung geworden ist (MAULL, 1958, S.104).

Die Bezeichnung B l o c k s t r o m drückt nicht das Fließen oder Strömen des Gebildes aus, sondern die lineare Erstreckung größerer Blockansammlungen in Hangmulden oder Rinnen, wo die Abspülung leichter wirken kann, im Gegensatz zur flächenhaften Ausdehnung der Blockmeere (FEZER 1957, S.73). Das Material der Blockströme entsteht in gleicher Weise wie bei den Felsenmeeren. WILHELMY (1958, S.64 f.) unterscheidet Blockströme, die eine echte Bewegung erfahren haben, und P s e u d o b l o c k s t r ö m e , deren Blöcke in situ vom Wasser ausgespült worden sind.

Andere meist kleinere Blockmassen, welche die gleichen Eigenschaften haben, aber auf stärker geneigtem Gelände (bis etwa 25 Grad)[1] auftreten, werden in Übereinstimmung mit ULLMANN (1960, S.202) als b l o c k s t r o m -, bzw. b l o c k m e e r a r t i g e Ansammlungen bezeichnet.

---

1) Ausnahmen können diesen nur wenig verbindlichen Grenzwinkel übersteigen.

Blöcke in lockerer Anordnung, die durch große Zwischenräume mit Feinmaterial und Pflanzenwuchs getrennt sind, nennt man B l o c k h e r d e n , bei weniger dichter Scharung der Gesteinstrümmer B l o c k s t r e u . Wegen ihrer ähnlichen Entstehung werden sie meist den Blockmeeren, bzw. den Blockströmen zugeordnet. Sie sind mehrfach das Anzeichen für größere Blockdecken, sogenannte p o t e n t i e l l e B l o c k m e e r e , die noch im Boden versteckt liegen und erst durch Ausspülung oder durch andere Faktoren zu oberflächigen Blockanreicherungen werden können (WILHELMY 1958, S.64).

Die Schutt- und Blockhalden sind von den bisher genannten Geländekleinformen grundsätzlich zu unterscheiden.

S c h u t t h a l d e n entstehen als ein Ergebnis der subaerischen Wandverwitterung oder der fluviatilen Unterschneidung steiler, vegetationsfreier Hänge. Das Schuttmaterial stürzt durch freien Fall von steilen Wänden und Talhängen herab oder bricht an ausstreichenden Gesteinsschichten ab. Aus Wandnischen und Steinschlagrinnen wachsen Schuttkegel hervor. Die Schuttkegel vereinigen sich bei genügend großer Schuttlieferung seitlich zu einem gemeinsamen Schuttfuß.

Die B l o c k h a l d e ist nichts anderes als die besonders "grobe Fazies" der Schutthalde (WILHELMY 1958, S.17). Sie erreicht vielfach nicht die ideale Kegelform der Schutthalde.

Der Böschungswinkel von Block- und Schutthalden ist stets gesteinsbedingt (STINY 1926). Die Vegetation dringt naturgemäß bei den feinmaterialreicheren Schutthalden stärker vor als bei den kleinschuttärmeren Blockhalden. Insgesamt tragen aber beide Formen geringeren Pflanzenwuchs als Blockmeere oder Blockströme. Beide Bildungen, Block- und Schutthalden, unterscheiden sich weder durch das Alter noch durch die Intensität der Bewegung (WILHELMY 1958, S.17)[1].

WILHELMY (a.a.O.) betont, daß Blockhalden einen Böschungswinkel von mindestens 23 Grad[2] aufweisen. Im Unter-

---

1) Im Gegensatz dazu MAULL 1958, S.104.

2) ULLMANN (1960, S.201) gibt 25 Grad an.

suchungsgebiet kann eine Blockhalde beobachtet werden, die diesen Wert auch im steilen, oberen Abschnitt nicht erreicht (s.S. 50f.).

2. Stand der Forschung

Mythische Vorstellungen beherrschten die Gedankenwelt der Alten. So sah man in Altgriechenland in den Blocklandschaften den Schauplatz des Kampfes der Titanen und der Götter (PHILIPPSON 1931, II, 2, S.17). Im Mittelalter und bis in die Neuzeit galten landschaftsbeherrschende Felsburgen und andere Blockbildungen als heidnische Kultstätten.

Erst gegen Ende des vorigen Jahrhunderts wurde der Formenschatz mit dem Aufschwung der Eiszeitforschung zum Gegenstand der geographischen Wissenschaft. Die unterschiedlichsten Deutungsversuche zahlreicher Autoren verarbeitete WILHELMY in seinem Buch "Klimamorphologie der Massengesteine" (1958). Weil in diesem Werk eine ausführliche Besprechung der umfangreichen Blockmeerliteratur erfolgt ist, soll der hier gegebene Überblick über das Schrifttum nur die wichtigsten Abschnitte des Meinungsstreites festhalten und die für die folgende Betrachtung notwendigen Tatsachen herausstellen.

Die Wissenschaftler beschäftigten sich schon früh mit den Blockvorkommen in einigen deutschen Mittelgebirgen (COTTA 1843, LEPPLA 1894, CHELIUS 1896, HAUCK 1909 u.a.). Die Deutung der Blockmassen - ob mit oder ohne Feinmaterial - als Moränenreste lag nach dem Aufkommen der Glazialforschung nahe. Das Auftreten der Blockfelder gab Anlaß zur Konstruktion einer weitgehenden Vergletscherung fast aller deutschen Mittelgebirge. Diese erwies sich jedoch recht bald als übertrieben.

LOZINSKI (1909, 1912) leitete den zweiten Abschnitt der Blockmeerforschung ein. Er verwertete HÖGBOMS Beobachtungen (1909) aus dem arktischen Bereich (Spitzbergen) für unsere Mittelgebirge. Er vertrat die Ansicht, daß die Blockanhäufungen Überreste des eiszeitlichen Klimas sind. Sie würden durch mechanische Zertrümmerung der Gesteine infolge des Spaltenfrostes im Periglazialbereich gebildet. Er

prägte für die weit verbreiteten und deshalb recht unterschiedlich gestalteten Blockmassen den Begriff von der "periglazialen Fazies der mechanischen Verwitterung."

Die Solifluktion ist nach ANDERSSON (1906) die kennzeichnende Abtragungsart im Periglazialbereich. Sie verursacht die Bewegung der Blockmassen, wobei das Feinmaterial als Schmiermittel diesen Vorgang erst ermöglicht. HÖGBOM deutete 1914 die Blockmeere der deutschen Mittelgebirge als Reste solcher arktischer Fließerden, die hier als fossile Bildungen erhalten blieben. Er interpretierte also die Blockmassen im Sinne LOZINSKIS und sah die solifluidalen Bewegungen der Blockmassen wie ANDERSSON als eine typische Erscheinung des Periglazialbereiches an.

Andere Forscher äußerten sich in ähnlicher Weise. SALOMON (1916, 1927) fand in den Etesiengebieten nirgends Blockströme oder Hinweise auf Fließerden. Weil aber beide Erscheinungen, Blockmassen und Solifluktion, in den deutschen Mittelgebirgen weit verbreitet sind,nahm er an, daß die Blockansammlungen, für welche hier die Stromform typisch sei, nur in einem periglazialen Klima entstehen konnten. Dieses Klima kam im mediterranen Bereich nicht zur Ausbildung.

Da die Blockfelder des Vogelsberges auf fremder Unterlage ruhen, erklärte sie MEYER-HARRASSOWITZ (1916) als Reste fossiler Fließerden, die über eine Tjäle gewandert sind. PASSARGE (1919) und SOERGEL (1921) vertraten ebenfalls das diluviale Alter der Blockmeere. Beide Autoren wiesen auf die weit verbreiteten Solifluktionswirkungen während der Eiszeit hin. In zahlreichen Gebieten glaubte man, rezente Bewegungserscheinungen erkannt zu haben. Das veranlaßte z.B. SCHOTT (1931) zur Annahme, daß die an der Blockmeerbildung beteiligten Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge in der Gegenwart weitergehen und nicht für ein bestimmtes Klima kennzeichnend seien. Er betonte deshalb wie DEECKE (1935) die Gesteinsabhängigkeit der Blockbildung und damit auch der Blockmeerbildung. POSER (1933) trat wiederum für die eiszeitliche Datierung der Blockverwitterung und -wanderung ein.

HÖVERMANN (1949, S.46) und WILHELMY (1958, S.16) stellten fest, daß die Diskussion um die Blockmeerfrage bisher darunter litt, daß in den meisten Arbeiten nicht zwischen B l o c k bildung und Block m e e r bildung unterschieden wurde. Die älteren Autoren zogen die zeitliche Trennung beider Vorgänge nicht in Erwägung. Sobald sich nachweisen ließ, daß die Blockmeere Bestandteile periglazialer Fließerden sind, deren Feinmaterial am Ende der Eiszeit oder im Postglazial ausgespült wurde, galten auch die Blöcke als pleistozäne Bildungen. Man deutete auf diese Weise sowohl die kantengerundeten bis eckigen als auch die runden, wollsackförmigen Blöcke als ein Ergebnis der pleistozänen Frostsprengung.

Die Ansicht, nach der die eckigen, zum Teil kantengerundeten Blöcke auf Grund mechanischer Kräfteeinwirkung entstanden sind, wurde allgemein anerkannt. Jedoch konnten dieselben Agenzien nach neueren Erkenntnissen die Entstehung der runden, wollsackförmigen Blöcke, die besonders im Granit typisch ausgebildet sind, kaum verursacht haben. Ähnliche runde Blockformen waren aus den tropischen und wechselfeuchten Klimaräumen bekannt geworden. Hier entstehen sie vor allem durch chemische Tiefenverwitterung. Wenn auch die Anwendung dieser Erkenntnisse auf unser Klimagebiet im wesentlichen ein Verdienst der modernen klimatischen Geomorphologie ist, so ließen sich doch schon in den zwanziger Jahren Stimmen vernehmen, die das diluviale Alter der Blockbildung leugneten. Allerdings fehlten damals noch hinreichende Beweise für eine andersartige Entstehung der wollsackförmigen Blöcke im kühlhumiden Klima.

KLEMM (1917) verzichtete zwar auf die nähere zeitliche Einordnung der Blockbildung am Felsberg im Odenwald, versuchte aber nachzuweisen, daß das Große Felsenmeer durch chemische Verwitterung in situ entstanden und nicht in Solifluktionsböden transportiert wurde. An anderen Orten des Odenwaldes nahm er die Bewegung von Blöcken in fossilen Fließerden an. EBERT (1920) kannte neben diluvialen Gehängeblockmassen auch gerundete Blöcke auf der alten Landoberfläche des Thüringer Waldes, die er sogar für prätertiär hielt. W.PENCK (1924, S.55) vertrat den Standpunkt,

daß die Bildung mancher Blockmeere weiter als ins Diluvium zurückreicht. PHILIPPSON (1931, II, 2, S.17 f.) glaubte, daß nur die chemische Verwitterung runde Blöcke erzeugt. Er wies die Annahme zurück, wonach die Blockverwitterung typisch für das periglaziale Klima sei und die Felsenmeere in Mitteleuropa nur in einem eiszeitlichen Klima entstanden sein könnten. Das gelte vor allem für die Blockbildung selbst, da sie im Granit auch in wärmeren Klimazonen - z.B. im Mittelmeergebiet - auftritt. Er hielt in unserem Klimabereich nur solche Blockmeere für pleistozäne Bildungen, die nicht durch chemische, sondern durch mechanische Verwitterung entstanden sind, weil die chemische Tiefenverwitterung im eiszeitlichen Klima nur gering war. FLOHR (1934) verlegte die Blockbildung der Blockmeere des Riesengebirges ins Tertiär, nahm aber im Gegensatz zu den anderen Autoren an, daß das "große diluviale Blockmeer" heute im Verwitterungsschutt ertrinkt, also nicht der Ausspülung unterliegt.

Der Beginn des Eiszeitalters war, wie BÜDEL (1937, S.17) betonte, die "untere Altersgrenze der Blockmeerentstehung," aber nicht der Blockbildung. An einem Basaltblockmeer im Erzgebirge beobachtete er, daß die blockhaltige Verwitterungsdecke mit postglazialen Torfmooren, welche ein vollständiges und ungestörtes Profil haben, eng verknüpft ist. Einerseits zeuge diese innige Verbindung der Verwitterungsdecke mit den untersten Torfschichten dafür, daß das Blockmeer der letzten Eiszeit entstammt, andererseits beweise dieser Aufbau, daß die Bewegung des unterlagernden Blockmeers spätestens "mit dem Schwinden des eiszeitlichen Tundrenklimas erloschen" ist. Die Schuttmassen sind also im ganzen Postglazial unbewegt geblieben. Bei seinen Untersuchungen im Riesengebirge gab er zu bedenken, daß die tiefere, den Solifluktionsbewegungen vorausgehende, blockartige Granitverwitterung schon im Tertiär erfolgt sein könne (auch 1959, S.364).

Der stratigraphische Beweis für eine Datierung der Blockbildung war nur in wenigen Fällen möglich. VOELCKER (1932) fand bei Heidelberg Blöcke aus dem Hauptkonglomerat des Buntstandsteins unter dem älteren Löß; sie müßten

demnach prädiluviales Alter haben. PIPPAN (1954) konnte für die tertiäre Vergrusung des Granits ein Beispiel aus dem oberösterreichischen Grundgebirge geben; denn dort bildet der Grus vielfach das Liegende oberpliozäner Quarzschotter.

HÖVERMANN (1949, 1950, 1953) leitete die jüngste Entwicklung in der Blockmeerforschung ein. Er erkannte in den wollsackartigen Quarzitblöcken des Acker-Bruchberg-Gebietes im Harz sogenannte Mehrzeitformen. Die Blockbildung sei durch chemische Tiefenverwitterung in den feuchtheißen Abschnitten des Tertiärs erfolgt. In der Eiszeit seien dann die Blöcke als Bestandteile periglazialer Fließerden vielfach hangabwärts gewandert. Erst im Postglazial und bis in die Gegenwart hinein werde das Feinmaterial dieser Solifluktionsböden ausgespült. Dabei komme es zur oberflächigen Anreicherung der Blöcke in Gestalt der Blockmeere oder Blockströme. HÖVERMANN datierte die Blockbildung deshalb als tertiär, weil die Rötungshorizonte der Blöcke, die nach innen auf rezente Bleichzonen folgen, nach seiner Auffassung den Roterden in den Resten der tertiären Verwitterungsdecke entsprechen. Obwohl die chemische Tiefenverwitterung im Tertiär sehr intensiv gewesen, der Granitgus also hauptsächlich in dieser Zeit entstanden sei, könne diese Verwitterungsart heute, allerdings mit stark verringerter Geschwindigkeit, weitergehen.

Die Mineralogen BOCHT (1940/41) und PILLER (1951) kamen dagegen mittels verschiedener Methoden zum Ergebnis, daß die Granitvergrusung am Sonnenberg im Harz mit Ausnahme des Aufschlusses an der Straße Braunlage-Königskrug rezent sei. SCHICK (1956) wiederum bestätigte HÖVERMANN, indem er den roten Granitgrus, der unter einer Solifluktionsdecke auftritt, in gleichen Gebiet als Rest des heute abgetragenen oberen Teiles der tertiären Verwitterungsdecke bezeichnet. Der gelblich-braun gefärbte Grus allerdings sei unter den heutigen Klimabedingungen zustandegekommen, weil er außerordentlich geringe chemische Veränderungen aufweist. Neben den Bodenprofilen, die Produkte der chemischen Tiefenverwitterung im Tertiär sind, gibt es also Granitgrus, der durch die rezenten Verwitterungsvorgänge nur geringe chemische Umbildungen erfährt.

WILHELMY (1958) bezeichnet die Hydratationssprengung als die entscheidende Verwitterungsart des kühlhumiden Klimas. Die Hydratationsverwitterung sei für die Bildung des als chemisch unverändert befundenen rezenten Granitgruses in den deutschen Mittelgebirgen verantwortlich. Er erklärt die Blockmeere unserer Mittelgebirge im Sinne HÖVERMANNS als klimatisch bedingte Mehrzeitformen und vertritt das tertiäre Alter der Blockbildung. Er unterbaut seine Auffassung durch reichhaltiges Beobachtungsmaterial aus Räumen niederer Breiten mit rezenter chemischer Tiefenverwitterung.

3. Landschaftlicher Überblick und Fragestellung

Nachdem die Meinungen über den eiszeitlichen Transport der Blöcke in Solifluktionsböden - ausgenommen die Blöcke, deren Lage in situ nachgewiesen ist - und über die postglaziale Auswaschung der blockhaltigen Fließerden im wesentlichen übereinstimmen, also zwei Phasen der Blockmeerentstehung hinreichend geklärt worden sind, spitzt sich das Blockmeerproblem immer mehr auf die Frage zu, ob die Bildung der wollsackförmigen Blöcke tatsächlich vor dem Pleistozän erfolgt ist.

Der nördliche Talschwarzwald gehört zur stark gehobenen östlichen Randscholle des Rheingrabens. Er ist der nördlichste Abschnitt des Grundgebirgsschwarzwaldes, der im mittleren und südlichen Teil des Gebirges größere Ausdehnung erlangt. Im Süden stellt das tief eingeschnittene Kinzigtal, das einer tektonischen Mulde folgt, den Übergang zum mittleren Schwarzwald dar. Das Untersuchungsgebiet reicht im Norden bis zum Taltrichter der Murg. Im Westen bildet die markante Bruchstufe des Rheingrabens eine scharfe Grenze gegen das Oberrheinische Tiefland. Ebenso deutlich schließt die hohe Kulisse der Buntsandsteinschichtstufe das Gebiet im Osten ab. Die Landschaft ist das niedrigere Stockwerk des Nordschwarzwaldes, der Bereich des Grundgebirges, dem die mesozoischen Deckschich-

ten fehlen oder wo sie nur in Ausliegern und Zeugenbergen erhalten sind[1].

Das kristalline Grundgebirge des Schwarzwaldes besteht aus den alten, präkambrisch gefalteten Gneisen, die von jüngeren unterkarbonisch aufgedrungenen Graniten durchsetzt sind. Diese Granite bilden u.a. das Nordschwarzwälder Granitmassiv, das den größten Teil des Untersuchungsgebietes einnimmt. Granitporphyre durchziehen Granite und Gneise in vielen Gängen. Die sehr widerstandsfähigen Quarzporphyre sind im Perm in mehreren Schloten (z.B. Gottschläg) und Deckenergüssen (z.B. Eckenfels) intrudiert. Die Abtragungsprodukte des varistischen Gebirges, die Ablagerungen des Rotliegenden, haben sich in Mulden stark schwankender Mächtigkeit gesammelt (Oosmulde). Lückenlos lagert über diesem Grundgebirge das mesozoische Deckgebirge des Buntsandsteins, dessen zwei Geröllhorizonte den stufenbildenden Hauptbuntsandstein vom meist weniger widerstandsfähigen unteren und vom tonhaltigen oberen Buntsandstein trennen, auf dem wegen der verhältnismäßig fruchtbaren Böden weite Rodungsflächen angelegt worden sind.

Der Name "Talschwarzwald" soll ausdrücken, daß die Landschaft durch die kräftige rhenanische Erosion reich gegliedert ist. Einzelne Talschaften sind entstanden, die durch waldbedeckte, 800-900 m hohe Kämme voneinander getrennt liegen. Die Abtragung ist durch die steile Abdachung zum Rhein hin sehr stark. Die lineare Erosion herrscht vor. Kinzig, Rench und Murg dringen tief ins Gebirge ein. Auch kürzere Abdachungstäler wie Lierbach, Acher, Unterwasser, Bühlott u.a. verursachen steile Hänge, Felsen mit Block- und Schutthalden und Schluchten[2]. Die Täler öffnen sich mit weiten Trichtern gegen das Oberrheinische Tiefland, so daß ihre unteren Abschnitte an der Klimagunst dieses Raumes teilhaben. Große Gefällswerte, hohe Niederschläge und undurchlässige kristalline Gesteine bedingen eine hohe Tal- und Flußdichte. Die ehemals ausgedehnteren Grundgebirgsflächen sind in Riedel, Kuppen und Kegel auf-

---

1) Z.B. Mooskopf/Hundskopf bei Oppenau, Merkur bei Baden-Baden.

2) Lierbachwasserfälle bei Allerheiligen, Edelfrauengrab bei Offenhöfen, Gaishölle bei Sasbachwalden, Gertelbachschlucht im Bühlertal.

gelöst worden[1)], so daß größere, zusammenhängende Flächenreste nur in unmittelbarer Nähe der Schichtstufe des Buntsandsteins erhalten geblieben sind. Hier ist es die wiederaufgedeckte permische Rumpffläche, die kleine Ebenheiten bildet. Über dieser Landschaft steigen die Buntsandsteinhöhen bis über 1000 m an. Ihre dunklen Nadelwälder lösen die farbenfreudigen Laubwälder des Grundgebirgsschwarzwaldes ab. Hier herrschen die schwach nach Osten und Südosten geneigten, dem Schichtfallen folgenden Hochflächen vor. Nur wenige tief eingeschnittene Täler, zu denen das in die Betrachtung einbezogene Murgtal gehört, durchbrechen die Eintönigkeit dieser Plateaus, die im westlichen Teil zahlreiche Hochmoore tragen. In der Nordost- und Ostexposition häufen sich eiszeitliche Kare. Die Auflagerungsfläche der Buntsandsteinschichten auf dem Grundgebirge bildet einen wichtigen Quellhorizont und damit eine entscheidende Grenzlinie der Kulturlandschaft.

Die Blockbildungen des Grundgebirges liegen mehr oder weniger alle in der Nähe des Buntsandsteinstraufs. Darin unterscheidet sich das Untersuchungsgebiet von anderen deutschen Mittelgebirgen, in denen die Blockmassen in reinen Grundgebirgslandschaften vorkommen, wo also das mesozoische Deckgebirge fehlt. Dieser Sonderfall gestattet eine genauere zeitliche Abgrenzung der eigentlichen Blockbildung, d. h. der Blockverwitterung in situ, durch die das Material für Blockmeere und Blockströme bereitgestellt wird.

Mit Hilfe der Ergebnisse mehrerer Arbeiten von G. WAGNER (1924; 1929, S.98-116; 1950, S.621) ist es möglich, die zeitliche Untergrenze der Blockbildung mit hinreichender Genauigkeit zu bestimmen. Er berechnete die pleistozäne Eintiefung der Täler im südwestdeutschen Raum auf durchschnittlich 100 m. Durch pleistozäne Krustenbewegung wurden besonders die Stufenränder am Schwarzwaldrand um einige Kilometer zurückgeschnitten; so wanderte z.B. der Muschelkalkstufenrand bei Nagold seit Beginn des Diluviums mindestens um 7 km, wahrscheinlich sogar um 10-12 km nach Osten, bzw. Südosten zurück (1924, S.173).

---

1) Bustert, Kriesbaumkopf u.a. (Blatt Obertal).

Ähnliche Ausmaße der rückschreitenden Erosion dürften für den Buntsandsteinstufenrand gelten. Das Gebiet vor dem Buntsandsteintrauf, in dem heute fast alle Blockmassen des Untersuchungsgebietes liegen, wäre demnach noch zu Beginn des Pleistozäns von den Sedimenten des Buntsandsteins verhüllt gewesen. Die B l o c k b i l d u n g der Blockmeere und Blockströme im Grundgebirge kann deshalb nicht in präpleistozäner Zeit erfolgt sein, sie ist zweifellos p o s t t e r t i ä r . Im nördlichen Talschwarzwald kommen also Blockströme vor, die sich äußerlich nur wenig von ähnlichen Bildungen anderer deutscher Mittelgebirge unterscheiden, deren Blöcke aber jünger sein müssen als z.B. jene im Harz.

Weil die zeitliche Untergrenze der Blockbildung im nördlichen Talschwarzwald m.E. nicht problematisch ist, beschränkt sich die folgende Untersuchung auf andere Fragen, die vorwiegend die Gestalt der einzelnen Blöcke betreffen. Man neigt heute dazu, die Entstehung der verschieden gestalteten Blöcke, die in den deutschen Mittelgebirgen nebeneinander vorkommen, ganz unterschiedlich zu erklären. Nach allgemeiner Ansicht verdanken die kantigeren Gesteinstrümmer ihre Gestalt vor allem der periglazialen Frostverwitterung, während die runden, wollsackförmigen Blöcke im wesentlichen in einem Klima des Tertiärs entstanden sind, das mit jenem der heutigen Tropen oder Subtropen vergleichbar ist.

Da nach der oben angedeuteten Formenentwicklung im nördlichen Talschwarzwald einerseits vorausgesetzt werden kann, daß die Bildung der Blöcke von Blockströmen, Blockmeeren und Felsburgen im Untersuchungsgebiet n i c h t auf die tertiäre Tiefenverwitterung zurückzuführen ist, andererseits in den Blockmassen des nördlichen Talschwarzwaldes aber gerundete u n d eckige Blockformen nebeneinander oder sogar vergesellschaftet auftreten, soll es eine Aufgabe dieser Arbeit sein, nach den Faktoren zu suchen, die hier die unterschiedliche Gestalt der Blöcke verursacht haben. Es erhebt sich die Frage, ob dafür klimatische oder petrographische Gründe maßgebend sind.

Außerdem ist versucht worden, Regelmäßigkeiten in der Block- und Schutthaldenverbreitung festzustellen. Es soll geklärt werden, ob das Relief oder klimatische Faktoren die Verbreitung dieser Gebilde bestimmen.

Die Geländearbeit erstreckte sich hauptsächlich auf das Achertal des nördlichen Talschwarzwaldes. Sie wurde durch Beobachtungen in anderen Teilen des Schwarzwaldes, im Odenwald und in den Vogesen ergänzt.

4. Regionales Schrifttum

Durch die Erläuterungshefte zu den Geologischen Spezialkarten von Württemberg und Baden im Maßstab 1:25.000 wurde erstmalig die Aufmerksamkeit auf die Block- und Schuttbildungen im Schwarzwald gelenkt. In diesen Heften, die in erster Auflage um die Jahrhundertwende erschienen, behandelten die einzelnen Autoren die Blockansammlungen in kurzer Form in den Abschnitten über "Gehängeschutt," indem sie den Formenschatz gewöhnlich ins Diluvium einordneten; die alluviale Weiterbildung war meist selbstverständlich, denn man kannte keinen grundsätzlichen Unterschied zwischen Blockhalden und Felsenmeeren. Begründungen für die zeitliche Einordnung der Blockbildungen fehlen in diesen ältesten Berichten.

Erst SCHMITTHENNER (1913) hat sich in seiner Dissertation über die Oberflächengestaltung des nördlichen Schwarzwaldes näher mit den Blockmassen beschäftigt. Nach seiner Ansicht gehört der Schwarzwald einer einheitlichen Klimaregion an. Deshalb erwartet er die Modifizierung der Formen durch den Gesteinscharakter. Er betont die Frostsprengung als entscheidendes Agens, das sich am klüftereichen Buntsandstein leicht auswirkt. An ausstreichenden Gesteinsschichten, besonders am Stufenrand, der meist durch das Hauptkonglomerat gebildet wird, brechen die überhängenden Gesteinsquader in größeren und kleineren Blöcken ab. Ganze Berghänge sind von diesen ortsfremden, lockeren Trümmern, "von den großen Blockhalden, die Felsenmeere genannt" werden (S.19), bedeckt. Er kennt also eben-

falls noch keinen Unterschied zwischen Blockhalden und Blockmeeren. Nach seiner Ansicht werden die Trümmer vielfach durch Abspülung in den unteren Hangabschnitten mit Feinmaterial verschüttet. Die großen Blöcke ragen dann aus dem Boden hervor und lassen es häufig zweifelhaft erscheinen, ob sie anstehen oder nicht (S.20).

Nicht nur Frostsprengung, sondern auch Abtragung - besonders in steilen Quellkesseln - schaffen im Buntsandstein die Voraussetzung für die Blockbildung. Hangende, gut verfestigte Schichten lasten schwer auf der unterhöhlten Masse des Konglomerats. Die Blocke brechen deshalb ab und wandern langsam hangabwärts. Diese Stellen, an denen über den starken Quellen Buntsandsteinblöcke abrutschen, heißen im Nordschwarzwald "Schliffe" oder "Schlipfe" (S.27). Die Felsblöcke bedecken die wunde Stelle des Berges vollkommen und überziehen sie panzerartig. Wenn der Schlipf zum Stehen gekommen ist, wird aus ihm ein Felsenmeer (S.28).

Diese Auffassung hat SCHMITTHENNER auch in einem Aufsatz (1927, S.188) über die Oberflächenformen des nördlichen Schwarzwaldes vertreten. Der Artikel zeigt, daß die unter Felsen oder Gesteinsrippen liegenden Blockansammlungen Blockhalden sind. SCHMITTHENNER verwendet "Blockhalde" und "Felsenmeer" als Begriffe, die das gleiche beinhalten. Diese werden damit zu Sammelbezeichnungen für ganz unterschiedlich gestaltete Blockmassen. Deshalb kann man seiner Meinung, daß die "Felsenmeere," die aus Schlipfen hervorgehen, durch heutige Kräfte weitergebildet werden, ohne Vorbehalt zustimmen (S.34). WILHELMY (1958, S.18) vergleicht die Schlipfe des Schwarzwaldes mit ähnlichen Gesteinstrümmern unter Felsenwänden und betrachtet sie als Beispiele reiner Blockhalden.

Schlipfe können nach SCHMITTHENNER nicht für die Entstehung von Felsmeeren auf ganzen Bergflanken verantwortlich gemacht werden. Auf diesen Hangteilen hat die Ausspülung des Gehängeschutts die Bildung der Buntsandsteinsblockmasse bewirkt. Diese Blöcke werden dabei ihrer Unterlage beraubt und wandern hangabwärts. Auf die nähere Erläuterung der eigentlichen Blockbildung verzichtet er hier.

Er weist auf die anderen blockbildenden Gesteine hin und meint, daß die Granite je nach Struktur und Mischungsverhältnis verschiedenes Aussehen und verschiedene Wetterbeständigkeit erlangen (S.11). Die schiefrige Absonderung und der lehmige Zerfall der Renchgneise sind eine ganz andere Reaktion auf die in den kristallinen Gesteinen vorherrschende chemische Verwitterung als die Wollsackbildung der Granite. Er betont, daß die Widerstandskraft aller kristallinen Gesteine bei der Verwitterung von der Korngröße abhängt (S.12). Während die grobkörnigen Granite bis tief hinab in ein sandig-grusiges Material verwittern, das nach oben in einen grobsandigen Boden übergeht - feste, noch verhältnismäßig frische Granitblöcke schwimmen bisweilen im Grus - , ist der Boden bei feinerer Korngröße erdiger und für Wasser undurchlässiger (S.23). Es kommt auf den Böschungsgrad an, ob große Blöcke den Hang bedecken oder ob das Feinmaterial der Ausspülung widersteht. Auf diese Weise können nach SCHMITTHENNERS Beobachtungen im Hintergrund kleiner, steiler Täler und Bergkehlen Felsenmeere entstehen, deren Bestandteile durch Gekriech ebenfalls wandern oder noch in situ liegen (S.31, 33).

SCHMITTHENNER hat also die Blockbildung im Buntsandstein durch Frostsprengung, im Granit hauptsächlich durch chemische Verwitterung erklärt. Die oberflächige Anreicherung der Blöcke zu Felsenmeeren kommt durch die Ausspülung des Feinmaterials zustande. Die Feststellung, daß heutige Kräfte die Felsenmeere weiterbilden, ist wohl zutreffend, sie sagt aber nichts über die zeitliche Untergrenze der Blockbildung aus. SCHMITTHENNER zieht LOZINSKIS Begriff von der "periglazialen Fazies der mechanischen Verwitterung" (s.S. 9) für die Vorkommen im Buntsandstein in Erwägung, wobei nach seiner Meinung die Verwitterung des Gesteins in große Blöcke im Pleistozän stärker als heute gewesen sein kann. Er beweist jedoch diese Anschauung nicht. Er glaubt, die Entstehung dieser Felsenmeere mit dem heutigen Klima erklären zu können.

Nach KESSLER (1925, S.65) entstehen Blockfelder und Felsenmeere durch Auswaschen blockreicher Fließerden, deren Blockanteil im Diluvium auf Grund intensiverer Frostsprengung gebildet worden ist. Die Blockmeere aus der Umgebung Freudenstadts sind nur als diluviale Bildungen erklärbar. Er datiert somit den Befund SCHMITTHENNERS im Sinne LOZINSKIS (s.S. 9). Für die Genese der Blockbildungen ist nach KESSLER entscheidend, ob diese durch Wandverwitterung oder durch chemische Tiefenverwitterung entstanden sind. Damit deutet er den Unterschied zwischen Blockhalden und Felsenmeeren an.

Im Vordergrund von SCHOTTS Erörterungen (1931) steht die Gesteinsbedingtheit der Blockbildung. Er beschreibt Blockmeere an den Buntsandsteinhängen des Schwarzwaldes, die meist aus eckigen, dicken Platten des Hauptkonglomerats bestehen. Auch er erklärt die Bildung der Blöcke in diesem Gestein (s.SCHMITTHENNER, s.S. 17f.) durch Weichen der Unterlage und Nachbrechen der schwer verwitterbaren verkieselten Bänke in der Gegenwart. Er interpretiert die Entstehung der Blockfelder in ähnlicher Weise wie SCHMITTHENNER und widerspricht dessen These nicht, daß aus Schlipfen Felsenmeere werden. Letztere müssen demnach postglazialen Alters sein, denn SCHOTT berücksichtigt hierbei auch die Blockmassen vieler Kare. Zweifellos sind diese Gesteinstrümmer sehr jung; denn Blockabstürze an den steilen Wänden der würmeiszeitlich vergletscherten Kare erfolgen heute noch. Man muß diese Blockbildungen jedoch Blockhalden nennen, um Verwechslungen zu vermeiden.

SCHOTT erwähnt auch Blockbildungen im Granit des Nordschwarzwaldes. Die stark gerundeten, oft riesigen in situ ausgewitterten Granitblöcke sind nach seiner Meinung auf keinen Fall durch mechanische Frostsprengung im Sinne LOZINSKIS entstanden. Die grobkörnigen Biotitgranite unterliegen vor allem der chemischen Verwitterung und erzeugen Blockstreu. Die mittel- und feinkörnigen Zweiglimmergranite neigen zu tiefer Vergrusung und bilden selten Felsen und Felsenmeere. Andere feinkörnige Granite begünstigen wiederum die Felsentstehung. Er erwähnt außerdem die großen Schutthalden im Quarzporphyr.

SCHOTT hat auch im Schwarzwald - wie in anderen deutschen Mittelgebirgen - erkannt, daß die Blockmassen eine deutliche Abhängigkeit von der Gesteinsstruktur zeigen. Verwitterung und Bodenbewegungen finden in der Gegenwart weiter statt. Es liegt nach seiner Ansicht kein Grund vor, die Bildung der Schwarzwaldblockmeere in ein anderes Klima zu verlegen, weil die Blockmeere eine Verwitterungserscheinung jeden beliebigen Klimas sind. Er betont, daß sie nicht klimabedingt sind, daß aber die Intensität ihrer Bildungsmöglichkeit in den verschiedenen Klimazonen wechselt, "weil die Verwitterung von der Temperatur und von der Feuchtigkeit abhängt" (S.71).

Über das Kräfteverhältnis der einzelnen Vorgänge in den verschiedenen Klimaepochen Mitteleuropas sagt SCHOTT nichts aus. Er gibt zu, daß manche Blockbildungen im Pleistozän und sogar schon im Tertiär stattgefunden haben können. Er hält aber an anderer Stelle (S.63) das präglaziale Alter der Blöcke für unbewiesen. Damit greift er EBERTS Hypothese (1920, S.419 ff.) an, nach der sich Granitwollsäcke sogar seit prätertiärer Zeit erhalten haben.

Beziehen sich SCHOTTS Untersuchungen mehr auf die Gesamtheit der deutschen Mittelgebirge - der Schwarzwald bildet nur ein Glied in der Kette seiner Beobachtungen -, so hat DEECKE (1935) seine Studie ausschließlich den Blockhalden und Felsenmeeren in Baden gewidmet. Wir verdanken dem Autor eine eingehende Schilderung der verschiedenen Gesteine im Hinblick auf ihre Anfälligkeit zur Blockbildung.

Nach seiner Ansicht neigt unter den Graniten vor allem der durch große Feldspäte porphyrartige Biotitgranit zur Felsenmeerbildung. Die weitmaschigen Kontraktionsklüfte des dichten, mittel- bis grobkörnigen Gesteins sind für den blockigen Zerfall verantwortlich. Seltener ist die Blockverwitterung bei den Muskowitgraniten oder bei den "zwei Glimmer führenden" zu finden, deren Zerfall rasch bis zur völligen Vergrusung des Gesteins weiterführt, obwohl auch sie anfangs die allen Graniten eigentümliche parallelepipedische Absonderung aufweisen. Im Grus dieser Granite hat DEECKE die runden, noch nicht ganz verwitterten

"Ovoide" gefunden (S.2 f.). Damit gibt er die Möglichkeit zu, daß auch die Zweiglimmergranite blockartig verwittern können. Die weit verbreiteten Blockvorkommen dieses Granits im Achertal sind ihm wohl ebensowenig bekannt gewesen wie SCHOTT (s.S. 20).

Im Schwarzwald liegen infolge des häufigen Wechsels verschiedener Granite blockarme neben blockreichen Gebieten. DEECKE betont deshalb die Gesteinsabhängigkeit der Blockbildungen. Denn auch bei anderen Gesteinen hat er auf ähnliche Abhängigkeiten von der Gesteinsstruktur - wie er sie für die Granite gezeigt hat - hinweisen können. Gesteinsbeschaffenheit, Tektonik, fossiles und rezentes Klima u.a. kommen als Faktoren für die Blockbildung in Betracht. Sie müssen in jedem einzelnen Falle gegeneinander abgewogen werden (S.8). Jedes dieser Elemente kann fördernd oder hemmend wirken. DEEKKE unterstreicht diese Ansicht durch mehrere anschauliche Beispiele. Seine Ergebnisse gipfeln in der Feststellung, daß die Entstehung der Blockhalden, die auch er als Felsenmeere bezeichnet (s.S. 5), ganz allgemein vom Gestein abhängt. Die auf innerem Gefüge beruhende Wetterbeständigkeit der Gesteine ist entscheidend für die Blockverwitterung (S.11).

Blockhalden und Felsenmeere entstehen heute noch, nur sehr viel langsamer als dies im Diluvium der Fall gewesen ist (S.12). Er hält die meisten Blockmeere jedoch für eiszeitliche Bildungen (S.12). U.a. stützt er sich dabei auf THÜRACHS Beobachtungen am Königstuhl bei Heidelberg (1918, S.83 ff.), der Buntsandsteinblöcke zwischen den beiden Lößen gefunden hat. Außerdem erwähnt DEECKE vorquartäre Blockbildungen am Westfuß des Blauen bei Badenweiler im Südschwarzwald. Die vom Blauen stammenden Gesteinstrümmer haben sich als Blockstreu über die östliche Vorhügelzone des Oberrheinischen Tieflands ausgebreitet. Diese ist durch pliozäne Tälchen gegliedert. Die Entstehung der Blockstreu müßte vor dieser Talbildung erfolgt sein (S.16 f.).

DEECKE versucht, mit diesen Beispielen den Beweis für die Entstehung von Blöcken in verschiedenen Klimaten der geologischen Vergangenheit Mitteleuropas zu führen, um damit seine These von der Gesteinsbedingtheit der Blockbildungen zu stützen. Jedoch handelt es sich bei den genannten Vorkommen

um ganz unterschiedliche Blockbildungen, so daß seine Ansicht nur beschränkt Gültigkeit hat. Die Frage nach der Wanderung und der Freilegung der Blockmassen wird im ganzen nicht behandelt.

LIEHL (1935) hat mehr vorausschauend als durch eigene Beweise den Begriff der Mehrzeitformen auf die Blockansammlungen angewendet, indem er die Periode der vorherrschenden Verwitterung vom Zeitraum der vorherrschenden Abtragung, durch welche die Freilegung der Blöcke erfolgt ist, scheidet. Seine Ergebnisse beruhen auf Untersuchungen im mittleren Schwarzwald, wo er besonders auf den trockenen Südseiten der flachen, muldenartigen Täler in der Umgebung von Triberg Blockstreu aus Biotitgranit gefunden hat. Vegetationsfreie große Blockmeere gibt es in seinem Arbeitsgebiet nicht. Auf den feuchten Nordseiten, wo abgewanderte Blöcke eher zu erwarten sind, hat er solche nicht beobachten können. Da die raschere Zerstörung der Blöcke auf der Nordseite unwahrscheinlich ist, deuten alle Anzeichen auf einen primären Unterschied hin: auf die Entstehung in einem trockeneren Klima. Nach seiner Ansicht gehören die Blockherden der Hänge einer älteren, fossilen Verwitterungsdecke an (S.181).

Nach der Meinung LIEHLS ist die Voraussetzung für alle Erörterungen, daß die runde Form der Blöcke auf chemische Verwitterung in der Grushülle zurückgeht, unbewiesen (S.180). Er kennt auch die scharfkantigen Blöcke der Blockfelder des Brockens und anderer deutscher Mittelgebirge, deren Entstehung durch Frostverwitterung erklärt wird. Ganz verschiedene Formen der Blockbildungen werden durch recht unterschiedliche Ansichten erklärt (S.186). Er fordert deshalb eine genauere Untersuchung der Kräfte, die an der Blockbildung beteiligt sind, sowie der Vorgänge, die zur Freilegung der Blöcke führen. Große Bedeutung mißt er dem Verhältnis der Wirkungsintensität dieser verschiedenen Kräfte zu. Er kennt im südlichen und mittleren Schwarzwald sowie in den Vogesen keine Blockströme wie sie aus anderen deutschen Mittelgebirgen geschildert worden sind. Darin sieht er die Möglichkeit einer regionalen Anordnung verschiedener Blockmeertypen (S.187), die aber auch nebeneinander vorkommen können (PITTELKOW 1933).

Erst FEZER (1953, 1957) hat im Schwarzwald wieder das Augenmerk auf Block- und Schuttbildungen gerichtet. Seine Beobachtungen erstrecken sich vor allem auf das Buntsandsteingebiet des Nordschwarzwaldes. Er untersucht in erster Linie Entstehung, Bewegung und Alter der Schuttdecken. Nach seiner Ansicht ist der Gehängeschutt durch Frostverwitterung im Würmmaximum entstanden, durch Bodenfließen hangabwärts gelangt, befindet sich seit der jüngeren Tundrenzeit in Ruhe und wird seither ausgespült (1957, S.81). Auf Grund seiner Beobachtungen im Nordschwarzwald kann er die These ARNOLDS (1938, S.21) für die Blockbildungen im Eulengebirge unterstützen, wonach die Blockmeere "nur eine gesteinsbedingte Fazies des Wanderschutts" sind (1953, S.56). Die Blockentstehung erklärt er durch pleistozänen Spaltenfrost im Sinne SCHMITTHENNERS. Der Frost konnte an den Talkanten leicht in die waagerecht liegenden Gesteinsschichten des Buntsandsteins eindringen. Die Auflösung in Blöcke schritt immer mehr gegen das Innere der Hochflächen vor, am raschesten im Süden und Südwesten, weil dort Tauen und Gefrieren am häufigsten wechselten (1957, S.75). Blockströme entstanden dagegen besonders in Tiefenlinien durch nachträgliche Auswaschung einer gewöhnlichen Schuttdecke seit dem Ende der Würmeiszeit (1957, S.74).

ULLMANN (1960) hat eine spezielle Betrachtung über Verwitterungsdecken im Südschwarzwald veröffentlicht, die erst während der Abfassung meiner Arbeit erschienen ist.

Dem regionalen Schrifttum haben bis vor kurzem Einzelbeschreibungen der Blockbildungen gefehlt. FEZER (1953, 1957) und ULLMANN (1960) haben damit begonnen.

Die folgende Einzelbeschreibung soll den Wissensstand von den Blockvorkommen im Schwarzwald ergänzen und zur Lösung des Blockmeerproblems, insbesondere zur Frage verschieden gestalteter Granitblöcke, beitragen.

II. Beschreibender Teil [1)]

1. Blockmeere, Blockströme und verwandte Bildungen

Ausgedehnte Flächen sind im Nordschwarzwald auf den fast horizontal gelagerten Buntsandstein beschränkt. Im Grundgebirge des nördlichen Talschwarzwaldes herrschen stark geneigte Flächen vor; junge Erosionskerben sind geradezu kennzeichnend. Die nur in Resten vor dem Buntsandsteinstufenrand erhaltene - permische - Rumpffläche bietet deshalb trotz des anfälligen Gesteins keine ideale Voraussetzung für die Entstehung von Blockmeeren. Man kann aus diesem Grunde von vornherein keine gewaltigen, weite Flächen bedeckenden Blockansammlungen erwarten, wie sie für einige andere Mittelgebirge beschrieben worden sind, in denen die Flächen größeres Ausmaß erreichen als im Untersuchungsgebiet. Es ist also eher mit dem Auftreten von Blockströmen und blockstrom-, bzw. blockmeerartigen Bildungen als mit jenem von Blockmeeren zu rechnen.

Die grundsätzliche Bedeutung der Talformen für die Verbreitung der Blockmassen muß beachtet werden. Die jungen Täler des Gebietes sind hauptsächlich rhenanisch gestaltet. In der Ausbildung des Querprofils treten jedoch geringe, aber wichtige Unterschiede auf, die für die Verbreitung von Blockströmen und Blockhalden entscheidend sind.

Ein einfacher Talquerschnitt des in nordsüdlicher Richtung entwässernden Lierbaches in der Höhe des Wahlholzes zeigt z.B. das V-Profil eines Kerbtales. Der Bach ist tief und verhältnismäßig schmal in den Granit eingeschnitten. Dagegen bevorzugt die Acher in ihrem Oberlauf ostwestliche Richtung. Das Tal ist breit, fast muldenartig, wenn auch nicht weniger tief als die steile Talkerbe des Lierbaches.

Dies besagt, daß die jugendlichen, unfertigen Täler mit steilen Böschungswinkeln für die Erhaltung von Blockmeeren oder Blockströmen nicht geeignet sind. Hier findet man an den oft wändebildenden Talhängen hauptsächlich Blockhalden. Die Blockhalden kommen allerdings auch in den breiten, älte-

---

1) s. Abb. 5.

ren Tälern unter steileren Hangstücken vor, die durch darüberliegende Terrassen oder schmale Talleisten verursacht werden. Die Verbreitung der Blockströme bleibt auf die sanfteren Böschungen der muldenartigen Täler zwischen herausragenden Bergsporen beschränkt.

a. Das Achertal

Im Achertal liegen oberhalb Seebach mannigfaltige Blockbildungen. Der Fluß greift in seinem Oberlauf tiefer in das Gebirge ein als seine unmittelbaren nördlichen und südlichen Nachbarn. Der ostwestlich gerichtete Tallauf hat eine Ausbuchtung, ein Zurückweichen des Buntsandsteinstufenrandes nach Osten verursacht. Die oberen Talwände sind an der breitesten Stelle 3,5 km voneinander entfernt. Durch die an drei Seiten aufsteigenden Buntsandsteinhöhen gleicht der obere Talabschnitt der Acher einem Talkessel. Es ist der am stärksten gehobene Teil des Nordschwarzwaldes, der Bereich des Schwäbisch-fränkischen Sattels, der hier Hornisgrindesattel heißt, wo die Untergrenze des Buntsandsteins ihre höchste Lage im Schwarzwald überhaupt erreicht: 980 m am Altsteigerskopf.

Die Höhenunterschiede sind beträchtlich: Hornisgrinde 1164 m, Schwarzkopf 1073 m, Altsteigerskopf 1091 m, Vogelskopf 1056 m, Melkereikopf 1016 m; dagegen die Acher bei Seebach 388 m[1]. Die Gewässer entwickeln große Erosionskraft.

Die den Westwinden unmittelbar ausgesetzten Berge empfangen reichliche Niederschläge. Die höchsten Werte sind am Buntsandsteinkamm gemessen worden: Ruhstein 2136 mm, Unterstmatt 2110 mm, Herrenwies 2001 mm; weniger im westlichen Vorland: Löscherberg bei Oberkirch 1611 mm, Gengenbach 992 mm; auf der Ostseite: Rotmurg-Jägerhaus 2051 mm, Schönmünzach 1592 mm[2].

Die oben erwähnte große Breite des oberen Achertals ist vermutlich durch eine alte, höher liegende westöstliche Entwässerungsrichtung zu erklären. Die reifen Talsysteme östlich der Kammlinie des Buntsandsteins weisen darauf hin.

---

1) Gefälle von der Quelle im Ruhsteinloch (890 m) bis zur Grimmersbachmündung unterhalb Seebach (360 m) = 10.7 %; Gefälle von der Quelle des Seebächles am Mummelsee (1028 m) bis zur Einmündung in die Acher (510 m) = 18 %!

2) Jahresniederschläge der Periode 1891-1930.

Gleich am Oberlauf der Bäche breiten sich weite Talräume aus, wie z.B. an Schönmünz und Langenbach. Sie deuten auf ein älteres, größeres Einzugsgebiet der Bäche hin, das aus der Zeit stammt, als der Trauf des Deckgebirges weiter im Westen lag (REGELMANN 1934, S.115).

Die einzige Unterbrechung an den Talhängen der Acher entsteht durch die zum Teil weit vorspringenden Sporne der aufgelösten permischen Rumpffläche; diese trennen das obere Stockwerk des Buntsandsteins, dessen Anstieg in einem Zug bis zur Stufenkante erfolgt, von den unteren, häufig allmählicher abfallenden Hängen des Grundgebirges. Der muldenförmige Talboden wird durch mehrere, sich verschneidende Schwemmkegel kleiner Seitengerinne gegliedert.

Der Hornisgrindesattel bestimmt die unterschiedliche Höhenlage der wiederaufgedeckten permischen Rumpffläche. Die Höhen des Bustert (930 m) und der Fläche unterhalb des Schwarzkopfs (973,8 m), die durch eine Verwerfung höher liegt, finden in der südlichen Umrahmung des Tales kein Gegenstück[1]. Der Schlot des Gottschlägporphyrs verwischt auf der Südseite die Grenze zwischen Grund- und Deckgebirge. Die verschieden hohe Talkante der Verebnungsflächen ist zugleich die jeweilige Verbreitungsgrenze der Granitblockbildungen nach oben hin, denn auf den Flächenresten können nirgends Blockmassen beobachtet werden.

Auf dem Weg vom S e i b e l s e c k l e (955,8 m) hinab zum Hohfelsen stößt man schon bei 925 m auf einzelne Blöcke aus Zweiglimmergranit, die unmittelbar an der Untergrenze des Buntsandsteins liegen. Sie sind durch den starken Verwitterungsgrad kaum von den hier noch weit verbreiteten Blockherden des mittleren Buntsandsteins zu unterscheiden, die bis 850 m herabreichen. Die etwa 20 Grad geneigten Hänge in Süd-, Südwest- und Westexposition tragen die nur wenig abgerundeten Blöcke. Die Blockkanten erreichen meist 50 cm Länge. Die Gesteinstrümmer liegen häufig ganz an der Oberfläche. In schwach ausgebildeten Rinnen und bei stärkerer Neigung des Gehänges treten die Blöcke zu kleinen stromartigen Massen zusammen, in

1) Bosensteiner Eck 817,7 m, Kernhof 785,1 m, Kressenteich 800m.

denen die Vegetation lückenhafter wird. Sie bedecken die ganze Flur Lenderswald bis hinab zum Wolfsbrunnen am Seebächle (669,2 m).

Das Tal des S e e b ä c h l e s weist im Längsprofil eine markante Stufe auf. Der obere Talabschnitt, von 700 m an aufwärts, ist flacher als der untere. Das Gefälle des oberen Abschnitts beträgt 11,5 %. Nur vereinzelte Granitblöcke ragen aus der Wiese hervor. Auch in den umliegenden Wäldern liegen sie nur verstreut.

An den Hängen des steileren unteren Talstückes - Gefälle = 14 % - befinden sich oberhalb des Wasserspeichers blockmeerartige Anreicherungen. Die unterste Blockmasse links des Seebächles, deren unteres Ende bei 680 m liegt, steigt in Westexposition 20 m am Hang empor. Ihre Neigung beträgt etwa 20 Grad. Sie erreicht eine Länge von 50 m. Ein schmaler Riedel trennt sie vom nächsten Gebilde bachaufwärts, das ähnliche Ausmaße aufweist. Die blockmeerartige Gesteinspackung rechts des Seebächles wird durch einen kleinen Nebenbach hervorgerufen, der eine zusätzliche Hangversteilung herbeigeführt hat. Die Gesteinstrümmer erstrecken sich von 700 bis 740 m Höhe; die Breite des Gebildes beträgt 30 m. Oberhalb der genannten Blockbildungen liegt meist eine schmale Hangverflachung. Ihr Abbruch zum Seebächle ist mit den oben beschriebenen Blöcken besetzt.

Im flacheren Talstück oberhalb 700 m Höhe entstehen also keine Blockpackungen in größerem Ausmaß. Erst der untere, steilere Abschnitt des jungen Kerbtales ist so weit eingeschnitten, daß die blockmeerartigen Anreicherungen an der Oberfläche sichtbar werden. Die feinmaterial- und vegetationsfreien Blockmassen haben die Gestalt kleiner Hangausbisse. Hoch übereinandergetürmte, kantengerundete Blöcke des in diesem Bereich feinkörnigen Zweiglimmergranits bilden ein wirres Durcheinander. Der Böschungswinkel der untersten Hangteile liegt bei 22 Grad.

Ein fast blockfreier Riedel trennt das Seebächle vom S c h w a r z e n b a c h . Das Wiesengelände links des Gerinnes überschreitet hier die 700 m - Isohypse. In diesem Talabschnitt tauchen trotz des großen Gefälles (25 %) nur vereinzelt Blöcke auf. Bauern haben sie wohl bei der Anlage der Mahdflächen entweder verschüttet oder abgeräumt.

Dagegen bietet die rechte nördliche, aber waldbedeckte Seite des Baches ein anderes Bild. Unmittelbar oberhalb der letzten Häuser von A c h e r t (630 m) am Fahrweg Achert-Kernhof breiten sich auf einem flachen, nur von Unterholz bedeckten südexponierten Hang (10 Grad) Blockherden aus. Die kantengerundeten, 50 cm langen Blöcke aus Zweiglimmergranit sind das untere Ende eines Blockstromes, der zwischen 640 und 670 m Höhe auf 100 m Länge bewaldetes Gelände bedeckt. Die helle Farbe der Blöcke, d.h. das geringe Ausmaß der subaerischen Verwitterung, verrät, daß der grobe Granitschutt erst kurze Zeit an der Oberfläche liegt. Zahlreiche Baumstümpfe zeigen junge Rodung an. Diese Flächen sind der Abtragung leichter ausgesetzt. So wie hier unterstützt die Waldarmut auch an vielen anderen Stellen - auch bei kleinerem Böschungswinkel - die Hangabspülung.

Nach einer Auskunft beim Forstamt Ottenhöfen und nach eigenen Beobachtungen gelangen aber die Blöcke weniger durch nachträgliche Ausspülung auf gerodeten Hängen als vielmehr durch das maschinelle Ausheben mächtiger Wurzelstöcke an die Oberfläche.

Der Blockstrom, der eine kaum wahrnehmbare Rinne ausfüllt, breitet sich im Wald hangaufwärts aus und verschwindet bei 690 m allmählich im Boden, obwohl die Hangneigung größer wird (bis 26 Grad). Seine seitlichen Grenzen sind unscharf; der Strom geht mehr und mehr in Blockstreu über, der Baumbestand wird dichter. Die 1 m übereinandergetürmten, kantengerundeten Bestandteile des Blockstromes sind stark verwittert, meist von grauer Farbe; nirgends treten die bleichen Farbtöne der oben genannten Blockstreu auf.

Obwohl an der Kehre der Straße Ruhstein-Achern das Gefälle zwischen 720 und 770 m Höhe abnimmt (20 %), befindet sich 0,75 km nordöstlich Achert - unmittelbar rechts des Schwarzenbaches - ein vegetationsloses, feinmaterialfreies "Blockmeer." Der nördliche Hang der Flur H o h f e l s e n erreicht einen für Schwarzwaldverhältnisse großen Böschungswinkel (33 Grad). Der Bach hat in 770 m Höhe eine deutliche Talleiste geschaffen. Oberhalb der Kante beginnt eine schmale Verflachung, die der unmittelbaren Tiefenerosion des

Schwarzenbaches entzogen ist. Der Hang ist auf dem flacheren Gelände etwa 21 Grad geneigt, erst 50 m weiter hangaufwärts erfolgt wiederum der steilere Anstieg (33 Grad). Dieser steilere Hangteil ist allerdings durch die Abraumhalden der naheliegenden Steinbrüche fast vollständig verhüllt. Selbst hier lassen sich kleinere Blockanhäufungen, die Stromform haben, beobachten. Auf dem flacheren Hangstück liegen nur vereinzelt größere Blöcke. Das Feinmaterial herrscht vor, und Hochwald breitet sich aus.

An der Kante bei 770 m Höhe beginnt unvermittelt das kahle "Blockmeer" mit mindestens 2-3 m hohen Überstürzungen der Gesteinstrümmer. Es reicht bis zum Schwarzenbach herab und begleitet diesen auf einer Strecke von 100 m am rechten Ufer. Der Böschungswinkel des südexponierten "Blockmeeres" beträgt an der Oberfläche 30 Grad. Trotzdem ist es keine Blockhalde. Hoch übereinandergetürmte, kantengerundete Blöcke aus feinkörnigem Zweiglimmergranit prägen das Bild. Kantenlängen von 1 m sind häufig.

Man kann sich an dieser Stelle leicht den Übergang einer potentiellen Blockzone, einer vegetations- und bodenerfüllten Blockdecke, zu einem wirklich oberflächig sichtbaren Blockmeer vorstellen, das der junge Taleinschnitt des Schwarzenbaches verursacht hat. Stelzwurzlige und hakenfüßige Bäume zeugen für die partielle Bewegung des Materials. Die Lage des "Blockmeeres" ähnelt jener der Gesteinstrümmer im steileren Talabschnitt des Seebächles.

Eine neben der neuen K a p e l l e v o n A c h e r t (650 m) gelegene kleine Sandgrube im fein- bis mittelkörnigen Zweiglimmergranit gibt Aufschluß über die Herkunft der Blöcke. Über schwach vergrustem Granit, in welchem eckige Absonderungen kennzeichnend ist, folgt eine Schleppungszone mit Hakenschlagen (1 m mächtig); darüber liegt diskordant ein 1 - 1,3 m mächtiger Horizont lehmigen Bodens mit großen kantengerundeten Blöcken aus Zweiglimmergranit. Aus diesem ortsfremden Boden stammen also die Bestandteile der oberflächigen Blockansammlungen.

An den Hängen der gewaltigen Bergkuppe des B u s t e r t (930 m) südlich der Hornisgrinde liegen mannigfaltige Blockbildungen. Der steile Südosthang, der durch

den Einschnitt des Seebächles verursacht worden ist, die mächtig ansteigenden südlichen Hangteile zwischen 750 und 850 m Höhe und die stark geneigten Hänge über Busterbach und Legelsau sind die Voraussetzungen für das Entstehen mehrerer Schrofen und herausragender Felsen an Eckfluren und Riedeln. An diese Felsen schließen Blockhalden an (s.S. 49). Von der gegenüberliegenden südlichen Talseite, besonders deutlich vom Scherzenfelsen aus, erkennt man auch stromförmige Blockmassen an weniger steilen Hängen des Bustert.

Der Blockstrom oberhalb des H u b e r s h o f e s (1,5 km östlich Seebach) liegt am Südhang des Bustert in einer Rinne, die deutlich sichtbar von 690 m bis 560 m Höhe herabzieht (s. Abb.4). Das durchschnittliche Gefälle beträgt auf dieser Strecke 26 Grad (= 48 %). Die Blockansammlung setzt sich aus kantengerundeten Gesteinstrümmern des fein- bis mittelkörnigen Zweiglimmergranits zusammen. Die Kanten der Blöcke sind durchschnittlich 30-40 cm lang. Geringer Moos- und Flechtenbesatz haftet auf den stark verwitterten Blöcken. An den Rändern des 40 bis 50 m breiten Blockstromes gewinnen Lockermassen mehr Raum, der Wald beginnt. Der Querschnitt des unteren Stromabschnittes ist vor allem auf der Westseite konvex gestaltet. In der Mitte wird die Aufwölbung des Stromes durch eine junge Erosionskerbe unterbrochen, die in dem zeitweilig wasserführenden Bachbett neben dem Hubershof ihre Fortsetzung findet. Unterhalb des Hofes ist der Blockstrom nur noch in Resten vorhanden; er ist künstlich beseitigt worden. Die Lage einer Brunnenstelle bei 520 m Höhe, wohl einer ehemaligen Schuttquelle, dürfte das untere Ende des Blockstromes näher bestimmen. Im Längsprofil des Stromes können mehrere Stauhorizonte beobachtet werden, Zonen, an denen sich Blöcke anhäufen (z.T. künstlich). Dachziegelförmige Lagerung der Bestandteile des Stromes wird wenig deutlich.

Oberhalb von 690 m Höhe löst sich der Blockstrom in mehrere Teilströme auf, die jedoch wegen der mehr oder weniger gleichmäßigen Bedeckung des oberen Hanges mit Blockstreu nicht scharf abgegrenzt werden können und deshalb auch nicht genauer zu unterscheiden sind. Im Gegensatz zum unteren Hauptstrom ist die Vegetation dichter[1]. Das verhältnismäßig

1) Heidelbeergestrüpp, niedrige Sträucher, auch einzelne Nadelbäume.

schwächere Gefälle wirkt sich aus. Die Hangneigung beträgt nur 15 Grad (= 27 %). Ein deutlicher Hangknick trennt die beiden Stromabschnitte. Oberhalb des Knickes mischt sich wegen eines felsigen Vorsprungs bei Pkt. 726,0 m eckiges Material unter die kantengerundeten Blöcke. Dieser Felsen kommt allerdings als Blocklieferant für den gesamten Blockstrom nicht in Frage, weil dessen Anfang höher liegt. Er beginnt bei 900 m Höhe wenig unterhalb der Talkante der permischen Rumpffläche mit mehreren Teilströmen.

Die Blockanhäufung beim Hubershof bietet das Bild eines ausgespülten Blockstromes, besonders unterhalb des Hangknickes. Blocklieferant ist der Hang selbst. Die konvexe Gestalt des unteren Stromteiles könnte für dessen Eigenbewegung sprechen. Das Bewegungsausmaß ist aber wegen des einheitlichen Gesteins nicht festzustellen.

Unweit des Hubershofes, etwa 250 m westlich des D e c k e r h o f e s , liegt ein kleinerer Blockstrom. Er füllt eine flache Mulde aus, die von 550 bis 610 m Höhe reicht. Der gleiche fein- bis mittelkörnige Zweiglimmergranit wie am Hubershof ist das Material des in Südexposition liegenden 250 x 50 m großen Blockstromes. Die Hangneigung beträgt 19 Grad. Kleine kantengerundete Blöcke kennzeichnen auch diese feinmaterialfreie, vegetationslose Blockansammlung.

Eine zwischen den Strömen von Deckers- und Hubershof gelegene Sandgrube (560 m) zeigt in ihrem Profil unter 30 cm Humusboden einen um 2,5 m Mächtigkeit schwankenden Lehmhorizont mit verschieden großen Blöcken über einer solifluidalen Streifenzone und dem anstehenden Zweiglimmergranit, der hier vergrust ist. Die größeren Granitblöcke haben sich im oberen Teil des Lehmhorizontes angereichert. Sie sind meist kantengerundet. Kleinere, meist tiefer liegende Gesteinsstücke haben eckige, scharfe Kanten. Der Blockstrom am Deckershof scheint wie jener am Hubershof die vom Feinmaterial befreite, also ausgespülte oberste Blockzone zu sein.

1,5 km nordöstlich Seebach befindet sich über dem Hof T a n n e n t e i c h ein 300 m langer und im unteren Teil 50 m breiter Blockstrom. Er zeichnet sich vor allem durch starke Auflösung in Teilströme aus. Auch hier bilden Rinnen

die Leitlinien für die Blockansammlung in Südwestexposition. Das Gefälle dieser Erosionsformen beträgt zwischen 560 und 670 m Höhe durchschnittlich 19 Grad (= 35 %). Der mittelkörnige Zweiglimmergranit erzeugt vorwiegend kantengerundete Blöcke mittlerer Größe. Die einzelnen Zungen der Blockströme beginnen fast überall unter einem kleinen Hangknick und haben in diesen oberen Teilen ein Gefälle bis zu 25 Grad (= 47 %), das hangabwärts abnimmt. In und zwischen den einzelnen Blockströmen, die im Querprofil konvexe Oberflächen haben, liegen höhere Inseln aus Feinmaterial. Diese Inseln tragen Baum- und Strauchvegetation. Die seitlichen Grenzen der Blockzungen sind recht scharf, die Blöcke verschwinden im Waldboden. Das untere Ende der Blockmassen hat künstliche Veränderungen erfahren. Auch hier deutet eine Quelle bei 525 m Höhe das ehemalige untere Ende des Blockstromes an.

Die Gestalt der Blockpackung erinnert an ein Flußsystem. Die ausspülende Kraft des Wassers hat die stromartige Form der Blockanhäufung in diesem Talschluß weitgehend gestaltet, indem Nebengerinne - dem kürzesten Weg folgend - in mehreren Fallinien das Feinmaterial ausgespült und sich hangabwärts zu einem Hauptgerinne vereinigt haben, das den breiten unteren Abschnitt des Gebildes freigelegt hat.

200 m westlich vom T a n n e n t e i c h h o f gibt eine Sandgrube wiederum Aufschluß über die Herkunft der Blöcke (s. Abb.2). 10-20 cm Humusboden bilden das Hangende des Profils. Es ist von kleineren, kantengerundeten Zweiglimmergranitstücken durchsetzt. Eine 120 cm mächtiger, gelb- bis rotbrauner Lehmboden, der darunter folgt, enthält vorwiegend kantengerundete Blöcke aus feinkörnigem Zweiglimmergranit. Ihre Kanten sind 30-40 cm lang. Dieser Lehmboden nimmt im Längsschnitt hangaufwärts an Mächtigkeit ab. Der Querschnitt zeigt, daß dieser Blocklehmboden mehrfach taschenförmig in muldenartigen Tiefenzonen liegt[1]. Vergruster, anstehender, fein- bis mittelkörniger Zweiglimmergranit, dessen oberster Teil über eine Schleppungszone mit Hakenschlagen in eine 120 cm mächtige Streifenzone übergeht, bildet das Liegende. Die blockhaltige Lehmzone gehört also einem Fließerdeboden an. Durch Ausspülung des Feinmaterials sind die festen Bestandteile dieser Zone zum Blockstrom angereichert worden.

1) Größte Mächtigkeiten: 130 und 150 cm.

Die nordexponierten Hänge der Rumpffläche südlich der Acher tragen Blockhalden, die sich ähnlich wie am Bustert unter vorspringenden Schrofen anhäufen. Nur wenige Örtlichkeiten weisen Blockbildungen anderer Art auf, so z.B. die Umgebung des Punktes 701,6 m nordwestlich des Brennte Schrofen und der südwestexponierte Hang östlich desselben Felsens.

Auf dem Grat und an den Hängen nordwestlich des B r e n n t e S c h r o f e n liegen zwischen 700 und 730 m Höhe verstreut Blöcke, die ihre Entstehung einer ehemaligen Felsburg verdanken, deren Reste bei 730 m Höhe am besten erhalten sind. Die Kluftabstände in situ erkennt man wegen der starken Verstürzung der Blöcke nur schwer; aber die untersten Reihen der Gesteinsquader befinden sich noch im Verband. Die Klüfte folgen in varistischer Richtung im Abstand von 1 m aufeinander, die senkrecht darauf stehenden in gleicher Entfernung, die horizontalen haben einen Abstand von 2 m. Die Blöcke der Felsburgruine und der daraus entstandenen Blockstreu auf der Kammlinie und an den unmittelbar anschliessenden Hängen sind kantengerundet. Die stark verwitterten Blöcke aus mittel- bis grobkörnigem Zweiglimmergranit haben sehr unterschiedliche Größe.

Der östliche Talhang des F l a u z b ä c h l e s (östlich des Brennte Schrofen) wird von der Kontaktzone zwischen Granit und Quarzporphyr berührt. Alle Übergänge der beiden Gesteinsarten bedecken den von 700 auf 800 m Höhe ansteigenden Hang (22 Grad Neigung) als Blockstreu, die von Menschenhand verändert worden ist. Die plattig bis scherbigen Blöcke von Handstückgröße bis 40 cm Kantenlänge sind zu kleinen Steinmauern und -haufen aufgesetzt worden, um Weideland zu gewinnen, da man hier bis etwa zum Jahre 1880 noch Feldgraswirtschaft betrieben hat.

Im westlichen Hangabschnitt steht reiner Granit an. Vereinzelt auftretende Quarzporphyrblöcke könnten durch Wanderbewegungen hierher gelangt sein. Dieser Schluß ist aber wegen der starken künstlichen Veränderungen nicht erlaubt. Ebenso ist es zweifelhaft, den 50-60 m langen und 15 m breiten Blockstrom aus Porphyr- und Granitmaterial, der in

der Nähe des östlichen Waldrandes in einer Mulde hangabwärts zieht, als eine auf natürlichem Wege entstandene Blockanhäufung anzusehen. Auch hier könnte Menschenhand das Blockmaterial zusammengetragen haben.

Im Gebiet des B r a n d b a c h e s , einem Quellbach des Grimmersbaches, liegen am Westfuß der Hornisgrinde drei Sporne der permischen Rumpffläche: Zimmerplatzkopf 910,4 m, Brandkopf 911,2 m und Höhe 844,6 m. Ihre Hänge, die flacher sind als die blockhaldenübersäten gegenüberliegenden Böschungen von Stein- und Otterhalde, tragen bis in die Täler herab Blockstreu aus feinkörnigem Zweiglimmergranit. Besonders viele Blöcke liegen in den Talschlüssen von Brand- und Traiersbach. Diese Blockstreu mischt sich in den oberen Teilen mit Ausläufern des Buntsandsteinschutts. Die mittelgroßen, kantengerundeten Granitblöcke liegen vor allem auf gerodeten Flächen. Die hell leuchtende Farbe der wenig verwitterten Blöcke ist weithin sichtbar. Die Blöcke sind erst vor kurzer Zeit an die Oberfläche gelangt (s.S. 29).

Im Verbreitungsgebiet des Biotitgranits westlich Seebach treten die Blockmassen weniger zahlreich auf. Obwohl nach der Ansicht DEECKES (1935, S.2) der Biotitgranit bedeutend mehr zur Blockbildung neigt als der Zweiglimmergranit, können in diesem grobkörnigen Gestein nur wenige Vorkommen beobachtet werden. Die geringere absolute Höhe und der geringere Höhenunterschied in den westlichen Randteilen des nördlichen Talschwarzwaldes, d.h. die größere Entfernung vom Buntsandsteinstufenrand, erklären die Seltenheit der Blockbildungen. Das Gefälle der Bäche liegt im allgemeinen unter 10 %. Die Erosionskraft der Gewässer erreicht nicht das Ausmaß wie in der Nähe des Deckgebirges. Die Blockbildungen werden nur gelegentlich an der Erdoberfläche freigelegt. Man trifft sie nur noch als Blockstreu, bzw. Blockherden weit voneinander entfernt an. Einige Beispiele sollen den Typ dieser Blockmassen erläutern.

Die kuppige, stark zertalte Landschaft um Ottenhöfen erreicht Höhen um oder weniger über 600 m. Die Böschungswinkel der Hänge liegen unter den hohen Werten der Seebacher

Gegend. Flächenreste fehlen. Schmale Höhenrücken oder Zwischentalscheiden kennzeichnen die Landschaft. Die Talböden der Bäche sind breiter als die der Wasserläufe im oberen Achertal; häufig werden Talsohlen ausgebildet. Den oberen Talrändern fehlen die scharfen Kanten. Abgerundete, reifere Hangformen bilden den Übergang zum benachbarten Tal. Blockhalden kommen deshalb nicht vor.

In der Umgebung der Flur B l a u b r o n n , der Paßgegend (532,2 m) zwischen Lauenbach und Fautenbach 2 km westlich Ottenhöfen, fällt die weit verbreitete Blockstreu auf. Die Blockbedeckung der Hänge des Buchwaldes und des Bobenholzes ist im allgemeinen locker. Nur in der Nachbarschaft mehrerer felsburgartiger Hangvorsprünge häufen sich die Gesteinstrümmer. Bürstenstein (630 m) und Stierfelsen (590 m) sowie die Klippen um Pkt. 656,7 m verursachen eine augenfällige Verdichtung der Blockstreu zu Blockherden. Nicht nur in den Wäldern, wo die zum Teil riesigen Blöcke eng aneinander liegen oder blockmeerartig vorkommen, sondern auch in den Wiesen westlich und östlich des Passes Blaubronn und an der Eckelsmatt ragen häufig moosbewachsene Buckel auf, die sich bei näherer Betrachtung als große, runde Granitblöcke entpuppen. Sie liegen in allen Expositionen und reichen bis in Höhen von 350 bis 400 m herab. Diese "Kugeln" oder "Findlinge", wie sie im Volksmund heissen, sind also für keine bestimmte Geländeform kennzeichnend. Sie liegen auf den meist weniger als 20 Grad geneigten Hängen in unregelmäßiger Weise verteilt. Ihre Verbreitung ist allerdings starken künstlichen Veränderungen unterworfen, die vor allem in den Wiesen das ursprüngliche Bild zerstört haben.

Es ist anzunehmen, daß die blockmeerartigen Ansammlungen in den oberhalb der Mahdflächen anschließenden Edelkastanienwäldern von den Bauern verursacht worden sind.

Die Grobkörnigkeit des Biotitgranits fällt auf. An den grauschwarzen, stark verwitterten Blöcken ragen die großen Feldspatmineralien, die "Schwartenmagen," wie Nagelfluh heraus und zeigen den porphyrischen Aufbau des Gesteins. Die riesigen Gesteinstrümmer[1] haben größtenteils wollsack-

1) Durchmesser von 3 m und Längserstreckungen bis zu 6 m sind häufig.

artige Form, d.h. die Kanten der Blöcke sind durch die Verwitterung im Boden oder an der Erdoberfläche so stark zugerundet worden, daß ihre ursprüngliche Lage im Gesteinsverband nicht mehr erkennbar ist. Mehrfach kann die Lage in situ beobachtet werden; Aufschlüsse zeigen, daß die Blöcke keiner Wanderschuttdecke angehören. An den Steinbrüchen Bürstenstein und Sesselfelsen wird deutlich, wie sich die oberflächig liegenden Gesteinsquader an vorgezeichneten Klüften absondern und herauswittern, wobei das Feinmaterial ausgespült wird. Die Blöcke liegen in situ und haben noch Beziehungen zum Anstehenden. Auch zahlreiche Weganschnitte liefern ähnliche Bilder. Hinweise für blockhaltige Fließerden fehlen also.

Es ergeben sich drei wichtige Unterschiede zu den Blockbildungen im oberen Achertal: die bedeutend stärkere Zurundung der Blöcke, die größeren Ausmaße der "Findlinge" und die Blockverwitterung in situ.

Ganz ähnliche Erscheinungen sind nördlich O t t e n h ö f e n im Buchwald um den Keßlerschrofen, am Oberen Bach und im westlich anschließenden Buchwald verbreitet. Die nach Süden und Westen weisenden Hänge tragen zwischen 450 und 600 m Höhe lockere Blockstreu. Der gleiche grobkörnige Biotitgranit ist zu wollsackartigen Blöcken mit Längsdurchmessern bis zu 5 m verwittert. An mehreren Stellen reichern sich die Gesteinstrümmer zu dichteren Blockansammlungen an. Vielfach können Felsburgruinen beobachtet werden, an denen die weitständige Klüftung des Gesteins sinnfällig gezeigt wird. An einigen Stellen sind Blockbewegungen nachweisbar. So zeigt u.a. der Aufschluß unter Punkt 513,9 m am Oberen Bach in einer über dem vergrusten Anstehenden diskordant auflagernden Lehmzone Wollsäcke. Andererseits ragen aber Blöcke an die Oberfläche, bei denen die Beziehung zum Anstehenden sichtbar wird. Auch hier liegen auf den Wiesen, z.B. im Talgrund des Oberen Bachs und der Flur Muttert sowie südlich des Zieselbergs, Blöcke verschiedener Größe, die noch heute, je nach Gewicht, von den Bauern zur besseren Feldbestellung entfernt werden.

Die Blockmassen des Buntsandsteins nehmen ein höheres Stockwerk ein. Sie bedecken mit solcher Gleichmäßigkeit

die Hänge des Stufenrandes und der Täler, wie sie in Südwestdeutschland nur noch in den zahlreichen Schuttvorkommen der Weißjurakalke am Albtrauf auftritt. FEZER (1953, 1957; s.S. 24) hat in zwei Arbeiten die nähere und weitere Umgebung Freudenstadts hinsichtlich der Block- und Schuttbildungen im Buntsandstein eingehend untersucht, wobei er auf überraschend einfache Gesetzmäßigkeiten gestoßen ist. Einige ergänzende Beobachtungen, die sich auf den Stufenrand des Buntsandsteins beschränken, sollen angeführt werden, um das Bild von den verschiedenartigen Blockmassen im Einzugsbereich der Acher zu vervollständigen.

Am S c h w a r z k o p f (1057,3 m) bildet der Bausandstein die Decke des Schichtpaketes. An die Oberkante des westexponierten Hanges schließt an die ausstreichenden Gesteinsschichten des Bausandsteins ein feinmaterialfreies Blockmeer an. Zwischen 1040 und 1050 m bedeckt es einen 10-15 Grad geneigten Hang westlich des Fürstensteins. Das 100 m breite und 30 m lange Blockmeer setzt sich aus plattigen Gesteinstrümmern des Bausandsteins zusammen, die bis zu 40 cm dick sind. Ein Block erreicht 4 x 2 m Kantenlänge. Der eckige Abbruch an einer Gesteinsbank ist kennzeichnend für die hoch übereinandergetürmten und wirr durcheinandergewürfelten, scharfkantigen Blöcke, die sich nur wenig bewegt haben. Sie sind von der subaerischen Verwitterung nur gering angegriffen worden. In größeren Lücken zwischen den Blöcken wächst Heidelbeergestrüpp. Am Rande ist das Blockmeer von mittelhohem Fichtenwald umgeben. Hangabwärts tauchen die Blöcke in den Boden ein und sind anfangs noch als flechten- und moosüberzogene Buckel zu sehen, die dann trotz größeren Gefälles völlig verschwinden. Das Blockmeer gehört zum Typ "Volzemer Steine" FEZERS (1957, S.74 f.). Irgendwelche Bildungen ähnlicher Art können am Stufenrand zwischen Schliffkopf und Kurhaus Sand nicht beobachtet werden. Auch FEZER gibt insgesamt nur 8 "Blockmeere" an.

Mit Recht trennt er sie von den Blockströmen im Buntsandstein, die auf weitaus stärker geneigtem Gelände ruhen. Die Blockströme finden sich nicht nur in steilen Talschlüssen, sondern auch auf den benachbarten, etwas weniger

steilen Hängen. Nur die Riedel sind im allgemeinen frei von ihnen. Am Westabhang des A l t s t e i g e r s k o p f e s (1092,6 m) breitet sich in einer weiten Mulde zwischen 950 und 1020 m Höhe oberhalb der Schwarzwaldhochstraße ein solcher Blockstrom aus. Meist liegen größere Blöcke aus dem Hauptkonglomerat mit Kantenlängen bis zu 1 m auf kleineren, anderen Horizonten entstammenden, plattigen Gesteinsscherben, zwischen denen Feinmaterial dem Unterholz Raum gewährt. Der Wald ist zurückgedrängt worden. Die Hangneigung beträgt 23 Grad.

Die Böschungswinkel an der H e i d b e e r - m a u e r im Talschluß des Gottschlägbachs sind wesentlich steiler (33 Grad). Hier liegen zwischen 830 und 940 m Höhe im Hirschloch westlich des Melkereikopfes drei Blockströme, die sich hangabwärts vereinigen. Ihre Breite beträgt insgesamt etwa 50 m. Auch hier fällt neben den großen Blöcken kleinstückiger Buntsandsteinschutt auf. Die Blockmassen gehen seitlich in die weit verbreitete Blockstreu der Hänge über. Deshalb kann eine genauere Abgrenzung der Blockströme nicht erfolgen.

Die Blöcke entstammen fast ausschließlich dem bewegten Hangschutt. Ihre Anreicherung zu Blockströmen ist an besonders anfälligen Stellen des Geländes - in Mulden, Rinnen und Talschlüssen - durch Ausspülung des Feinmaterials aus blockreichen Wanderschuttdecken erfolgt (FEZER 1957, S.74). Durch die ständige Spülkraft des Wasser entstehen fortwährend neue Blockmassen an der Erdoberfläche.

b. Das Sasbachtal

Der Sasbach entwässert die Randhöhen und die Vorhügelzone des Schwarzwaldes zwischen Acher und Laufbach in südost-nordwestlicher Richtung. Er dringt noch weniger in den Gebirgskörper ein als der Laufbach (s.S. 41). Gefällswerte (9 %) und Böschungswinkel (unter 20 Grad) sind vergleichsweise geringer. Der Talquerschnitt ist muldenartig. Das Grundgebirge erreicht im Einzugsgebiet des Sasbachs seine höchste Erhebung am Brigittenschloß (778,9 m). Der Biotitgranit ist in der Korngröße nicht einheitlich.

Das "Steinerne Meer", ein Blockstrom 2 km südöstlich von Sasbachwalden, beginnt unmittelbar oberhalb des Straubenhofes (380 m) und folgt der Tiefenlinie des Sasbaches bis etwa 520 m Höhe. Er biegt dann in nahezu rechtem Winkel vom südost-nordwestlich gerichteten Bachlauf und zieht den südwestexponierten Hang des Höhenrückens, auf dem das B r i g i t t e n s c h l o ß als Ruine emporragt, bis zum Hof Katzenstein (650 m) hinauf. Der untere, flachere Teil des Stromes (10 Grad = 18 %) ist schmal und von Bäumen und Sträuchern bestanden. Die Blöcke ragen nur wenig aus dem Boden heraus. Der Bach spült zwar kräftig aus, schüttet jedoch an anderer Stelle wieder auf; er verlegt sein Bett häufig innerhalb des Blockstromes; Ablagerungen von Sand und Geröll beweisen es.

Der meist 30 m breite untere Blockstromabschnitt setzt sich aus Blöcken verschiedener Art zusammen. Im grobkörnigen Biotitgranit mit großen, rechteckigen Feldspäten entstehen Wollsackformen mit riesigen Ausmaßen[1]). Feinkörniger Biotitgranit bildet kleinere, kantengerundete bis eckige Blökke. Beide Blockarten liegen wirr durcheinander. Am Hang zum Brigittenschloß, also im oberen, steileren Teil des "Steinernen Meers" (18 Grad = 33 %) herrschen wollsackartige Blöcke vor. Stattliche Blockgrößen sind häufig. Zwei wald- und damit lockermassenfreie Abschnitte des Blockstromes breiten sich auf etwa 50 m Länge in der Höhe von 600 m aus. Diese kahlen, nackten Teile des Blockstromes erinnern an die Felsenmeere im Odenwald, unterscheiden sich aber von diesen durch kleinere Ausmaße.

In der Umgebung des Blockstromes, auf den Fluren Schönbüch und Brandmatt, liegt Blockstreu, die fast nur aus dem grobkörnigen Biotitgranit besteht. Die Waldgebiete, vor allem die Forste unterhalb des Brigittenschlosses, tragen in allen Expositionen Blockherden. Wahrscheinlich ist überall ein potentieller Blockhorizont vorhanden, der nur in der Bachkerbe als Blockstrom an der Oberfläche sichtbar wird. Das Bewegungsausmaß der Blöcke ist infolge des ziemlich einheitlichen Gesteins nicht festzustellen. Die schwankende Korngröße allein gibt dafür keinen Anhalt. Mehrfach liegen die Blöcke in situ.

---

1) Längsdurchmesser bis zu 6 m.

Da die Bauern hier Wiesen angelegt haben, sind die Blöcke - je nach Größe - entfernt oder verschüttet worden, so daß die ursprüngliche Verbreitung nicht beschrieben werden kann. Eine Photographie von der Flur Brandmatt aus dem Jahre 1911[1] zeigt, daß die Blockstreu damals tiefer herabgereicht hat, also umfangreicher gewesen ist als heute.

Wie stark das oberflächige Auftreten der Blockbildungen vom Relief abhängt, erkennt man in der G a i s h ö l l e , einer Schlucht 1 km östlich von Sasbachwalden. Der Brandbach, ein Nebengerinne des Sasbaches, muß in seinem Lauf bei 480 m Höhe eine Tallängsstufe überwinden. Der obere Talabschnitt hat bei einem Gefälle von 12 % sanfte Hangformen. Dieser ältere Talboden streicht unterhalb der Mühle am Bischenberg nach Westen aus und wird von hier aus durch junge, rückschreitende Erosion des Brandbaches aufgezehrt. Der Knick im Längsprofil führt zu einer Gefällsverstärkung von 9 %, das Gesamtgefälle beträgt also 21 %. Der Brandbach hat sich zwischen Hörchenberg und Hohenstich tief eingeschnitten. In diesem steilwandigen Talstück enthält die Gaishölle auf 500 m Länge ein Gewirr von eckigen, kantengerundeten und wollsackförmigen Granitblöcken aller Größen, die von den 5o m hohen Talhängen herabgestürzt oder durch den Bach am Grunde freigelegt worden sind. Am Ende der Schlucht (370 m) hören auch die verstürzten Blockmassen auf.

c. Das Laufbachtal

Der in südost-nordwestlicher Richtung fließende Laufbach tritt bei der Ortschaft Lauf in das Oberrheinische Tiefland hinaus. Er dringt nicht so tief ins Gebirge ein wie die Acher, beträgt seine Länge innerhalb des Schwarzwaldes doch nur 6 km[2]! Um so größer ist auf dieser kurzen Strecke sein Gefälle (11,3 %). Der Bach hat ein Kerbtal in die Rumpffläche eingeschnitten, deren Reste, Sodkopf (642,6 m) im Süden und Omerskopf (872,0 m) im Norden, den Eingang des Tales umrahmen. Das Tal ist fast ganz im Gneis angelegt worden. Von der Quelle des Laufbaches bis zur Glashütte herrschen die Renchgneise vor, talab stehen Schapbachgneise an. Damit sind

---

1) Lehrer Zachmann, Brandmatt.

2) Von der Quelle bis zur Ortschaft Lauf.

die Voraussetzungen für Blockbildungen zumindest im oberen Teil des Tales ungünstig. An den Hängen des Omerskopfes und des Sodkopfes kommen an Hangversteilungen kleinere Felsen aus Schapbachgneis vor, die das Material für Blockhalden liefern.

Der Blockstrom nördlich der G l a s h ü t t e liegt auf dem einzigen etwas flacheren Gelände im Laufbachtal. Er gleicht dem Typ der Blockströme vom Felsberg im Odenwald am meisten. In einem rechten Seitentälchen - der Talschluß heißt: Im Habich - lagern Blöcke aus mittel- bis feinkörnigem Zweiglimmergranit auf Renchgneis. Der Blockstrom ist 30-40 m breit und erstreckt sich von 545 bis 605 m Höhe in Südsüdwestexposition. Seine Länge beträgt 330 m, das Gefälle 12-15 Grad (= 22-27 %). Unter den Blöcken fließt ein Bach, der den Blockstrom kräftig ausgespült hat. Der somit feinmaterialfreie und vegetationslose obere Abschnitt des Stromes erreicht eine Länge von 130 m. Gegen das untere Ende wird der Strom schmaler ; Bäume und Sträucher dringen von den Seiten her vor. Die Konvexität des Stromquerschnittes ist nur schwach ausgebildet. Der Strom liegt jedoch deutlich erhaben über seiner seitlichen von Hochwald bedeckten Umgebung.

Die Blockgröße schwankt: es kommen z.B. Blöcke mit Kantenlängen von 8 x 4 x 2 m und von 1,4 x 0,7 x 0,5 m vor. Die Blöcke sind vorwiegend kantengerundet; nirgends können wollsackartige Gesteinstrümmer wie im Blockstrom am Hang des Brigittenschlosses (Sasbachtal) beobachtet werden. Häufig treten eckige Brüche sekundärer Entstehung auf, die wohl durch Frostsprengung bedingt sind. Deshalb sind zahlreiche Blöcke aufgerichtet worden.

Der Zweiglimmergranit steht erst 400, bzw. 800 m entfernt und etwa 150 m höher an. Die Blöcke sind also von dort aus hangabwärts gewandert. Weil im östlich anschließenden Wiesengelände ebenfalls vereinzelte, größere Granitblöcke aus der Grasnarbe hervorragen, ist es möglich, daß es sich bei diesem Blockstrom um einen ausgespülten Fließerdehorizont handelt, der flächig verbreitet ist, aber nur in der Bachkerbe zum Blockstrom ausgespült worden ist.

d. Das Bühlertal

Im Bühlertal, dem Einzugsgebiet der Bühlott und ihrer Nebenbäche, liegt die Schichtstufe des Buntsandsteins, die hier noch Höhen um 1000 m erreicht[1], 4 km näher an der lokalen Erosionsbasis, dem Oberrheinischen Tiefland, als im Achertal: 7 bzw. 11 km Entfernung. Das wirkt sich auf die Gefällskurven der Bäche aus.

Die Bäche überwinden Höhenunterschiede wie im Achertal, jedoch auf kürzere Entfernung[2]. Böschungswinkel zwischen 25 und 30 Grad sind an den Talhängen von Wieden-, Flotzen- und Hirschbach häufig. Nur die obere Bühlott mit einem Gefälle von 12,6[3] fließt in südnördlicher Richtung abseits vom Buntsandsteinstufenrand. Hier ergeben sich kleinere Hangwinkel.

Die Reste der permischen Rumpffläche sind im Bereich der oberen Bühlott am besten erhalten[4]. Nach Norden sinken sie rasch ab[5] und bleiben auf schmalere Sporne beschränkt.

Die Hänge der Rumpffläche sind wiederum die Hauptbildungszonen der Blockmassen im Granit, da auf ihren Rükken nur Ausläufer des Buntsandsteinschutts verstreut liegen.

Während die flacheren Hänge der oberen Bühlott das Auftreten von Blockstreu und stromartigen Blockmassen begünstigen, beschränken sich die Blockbildungen an den Talwänden von Wieden-, Flotzen- und Hirschbach auf herausragende Gesteinsrippen, die Klippen sind.

---

1) Vorfeldkopf 948,8 m, Mehliskopf 1008,7 m, Hochkopf 1038,9 m.

2) Der Wiedenbach hat von der Quelle (800 m) bis zur Einmündung in die Bühlott (350 m) ein Gefälle von 15 %, der Gertelbach von der Quelle (850 m) bis zur Einmündung in die Bühlott (350 m) ein Gefälle von 15, 1 % und der Hirschbach von der Quelle (540 m) bis zur Einmündung in den Flotzenbach (307,3 m) ein Gefälle von 13,5 %.

3) Zwischen der Quelle (856 m) und der Einmündung des Wiedenbachs (350 m).

4) Pottaschmatt 840,1 m, Nickersberg 842,8 m und die Fläche südlich des Kurhauses Bärenstein 835,6 m.

5) Bühlerhöhe 780 m, Plättig 740 m.

Die Hänge am Westufer der Bühlott (Erlenmatt 630-750 m), zwischen Bühlott und Rotwässerle in Nordwestexposition (600-800 m) und am Westabfall des Nickersberges (650-800 m) sind gleichmäßig mit großen, stark verwitterten, wollsackförmigen oder eckigen Blöcken eines in der Korngröße schwankenden Zweiglimmergranits bedeckt.

Nur an der P o t t a s c h m a t t reichern sich auf einer gerodeten Fläche ganz unregelmäßig gebrochene Blöcke zu einem Blockstrom an. Die Gesteinstrümmer befinden sich auf einem etwa 15 Grad geneigten Hang zwischen 710 und 770 m Höhe. Sie haben viele helle Flächen. Zahlreiche größere Gras- und Buschinseln und vor allem viele alte Baumstümpfe weisen darauf hin, daß dieser Blockstrom im wesentlichen durch Rodung freigelegt worden ist.

Im Gegensatz dazu bieten die Felsen an den steiler eingeschnittenen oben genannten Bächen ein ganz anderes Bild. Die Blockmassen dieses kleinen Gebietes um die B ü h l e r h ö h e häufen sich an schmalen Spornen und Talkanten vorwiegend in Süd- und Westexposition. Das Anstehende ist an diesen schmalen Graten meist freigelegt worden. Überall sind riesige Wollsäcke eines grobkörnigen Zweiglimmergranits übereinandergetürmt, deren Kluftabstände im Zentrum der Klippen durchweg 2 m betragen. Die Felsburgen ragen 5-10 m über die Erdoberfläche und erzeugen nur wenig Trümmerwerk, welches auf die unmittelbare Umgebung abgestürzt ist. Diese verstürzten Blöcke zeichnen sich durch die gleichen wollsackförmigen Rundungen aus wie das anstehende, stark verwitterte Gestein.

Die Felsburgen Sickenwald (754,5 m), Wiedenfelsen (694 m) unterhalb des gleichnamigen Kurhauses, Falkenfelsen (758,8 m) und Brockenfelsen (681 m) westlich vom Kurhaus Plättig, weiterhin der Schreckenfelsen (706,0 m) an der Trappshalde und der Dachsbaufelsen (680 m) im Hochwald müssen zudem erwähnt werden. Fast alle Hänge, aus denen die Klippen aufragen, sind jung aufgeforstet. Die Felsburgen am Eckenfels bei Oppenau sind also nicht die einzigen des Nordschwarzwaldes, wie FEZER (1953, S.59) gemeint hat.

e. Das Murgtal

Das nordsüdlich verlaufende Murgtal wird in der Nähe von Raumünzach von der Firstlinie des Hornisgrindesattels in spitzem Winkel gequert. Die Lage zu dieser tektonischen Achse bestimmt die Gestalt des Talquerschnittes und die Höhe des als Talterrasse freigelegten Grundgebirges.

Westlich Forbach liegt die Grundgebirgsterrasse am höchsten (730 m), nach Norden und Süden sinkt sie ab. Über ihr erheben sich die Buntsandsteinhöhen, die flußabwärts immer weiter zurücktreten. Die kleinen Ebenheiten der Terrasse sind randlich in zahlreiche, ganz unregelmäßig gerichtete Sporne aufgelöst worden. Sie fallen steil zum Fluß ab und engen ihn stark ein. Die Murg hat sich in der Sattelzone kräftig eingeschnitten und ein steilwandiges Kerbtal herausgearbeitet[1]. Die rechten Nebenbäche der Murg haben ähnliche Talformen erzeugt. Dagegen ist südlich des Sattels im Stauraum am Klosterreichenbach-Baiersbronn ein breiteres Tal entstanden.

In der Kerbtalstrecke häufen sich hoch aufragende Felskanzeln und Felsgruppen, an deren Fuß Blockhalden liegen. Blockpackungen anderer Art, etwa Blockströme, kommen im Granitgebiet der Murg nicht vor. Außer der weit verbreiteten Blockstreu aus Forbachgranit im Mündungsgebiet des Schwarzenbaches[2] bieten die linke Seitentäler der Murg, die dem Schichtfallen folgen, keine günstige Voraussetzung für Blockbildungen. Rechtmurg und Rotmurg fließen ebenso wie das Hauptgewässer südlich Schönmünzach größtenteils im Renchgneis. Die Grundgebirgsterrasse ist in diesen Tälern am unauffälligsten ausgeprägt. Die besonders feinkörnigen Zweiglimmergranite des Schönmünz- und Langenbachtales neigen nicht zur Blockverwitterung. Im Oberlauf der Raumünzach und ihrer Quelltälchen sind die Grundgebirgsterrassen, die in den unteren Hangteilen sehr flache Böschungswinkel haben,

---

1) Gefälle von der Einmündung der Schönmünz (457 m) bis zur Straßenbrücke in Forbach (280 m) = 1,7 %.

2) Südwestexposition, 28 Grad Hangneigung, kantengerundete Blöcke; FEZER 1957, Tab.3.

blockfrei. Nur im Mündungswinkel zwischen Schwarzenbach und Raumünzach können nennenswerte Blockherden aus grobkörnigem Forbachgranit (runde Blöcke) in Südexposition beobachtet werden.

In der Umgebung von Forbach hört das steilwandige Kerbtal der Murg unvermittelt auf. Ein offenes Feldgelände liegt links des Flusses. Es fällt stufenförmig in rundlichen, breiten Kuppen bis zu dem Talrand von Forbach und den Eulfelsen ab, ehe der Abbruch zur Talsohle des Flusses erfolgt. 2-3 m tiefe Hohlwege sind für dieses ausschließlich von der Landwirtschaft genutzte Gebiet kennzeichnend. An Stelle der im übrigen Murggebiet weit verbreiteten Kerbtäler mit steil aufstrebenden, bewaldeten Talflanken ist hier ein Taltrog entstanden. Erst südlich Langenbrandt beginnt wieder das enge Tal der Murg.

Es ist ein Gebiet, in dem durch tektonische Vorgänge Quetsch- und Pressungszonen im Gestein größere Ausdehnung erlangt haben. Der grobkörnige Forbachgranit ist jedoch in seiner Struktur im wesentlichen erhalten geblieben. Von einer vollständigen Zerreibung oder Zersetzung wie sie sonst an Ruschelzonen üblich ist, kann nicht die Rede sein. Jedoch treten Vergrusungshorizonte mit häufig über 6 m Mächtigkeit auf. Weil das feste Gefüge des Granits gelockert ist, hatten Murg, Sersbach und die kleineren Bäche leichtere Erosionsarbeit. Die Tieferlegung der Erosionsbasis der Murg hat besonders auf den Linien Hefelskopf - Bermersbach - Eulfelsen und Eckkopf - Kipf gestaltend mitgewirkt, während die kleineren Bäche das Feldgelände "erst in späterer Zeit ausmodelliert haben" (REGELMANN 1934, S. 44 ff.).

In den mächtigen Granitgrusmassen dieses Gebiets können auch Reste von unzersetztem Gestein vorkommen. Die G i e r s t e i n e östlich Bermersbach (430 m) - die einzigen festen oberflächigen Gesteinspartien dieses Forbacher Taltroges neben den Eulfelsen - hat REGELMANN als erster beschrieben (1934, S.85 f.). Diese drei großen, runden Blöcke, die in ihrer Art im Nordschwarzwald einmalig sind, bestehen aus grobkörnigem Forbachgranit. Der größte hat folgende Ausmaße: 7 m lang, 4 m breit und 4 m hoch. Die Blök-

ke nehmen eine beherrschende Lage auf dem Höhenrücken ein, der als ältere, diluviale Murgterrasse datiert wird. Weil die Terrasse jedoch 160 m (!) über der Murg liegt, scheint mir die zeitliche Einordnung fraglich.

Die Oberfläche der Giersteine ist zu "Opferkesseln" ausgehöhlt worden, deren Scheidewände recht gut erhalten sind. Am südlich gelegenen Block gehen die "Opferkessel" in "Blutrinnen" über, Rinnen, die auch den Klüften der Blöcke folgen. REGELMANN bezeichnet die Vertiefungen auf der Oberfläche der Giersteine als (eiszeitliche?) "Strudellöcher". Unter Umständen seien es heidnische Kultstätten. Weil die Blöcke im Gebiet des vergrusten Granits liegen, kann er ihre Herkunft nicht klären, doch glaubt er nicht, daß sie an Ort und Stelle ausgewittert sind.

M.E. könnten sie Härtlingsformen wie die Eulfelsen westlich Gausbach sein, bei denen die Beziehung zum anstehenden Gestein leicht zu erkennen ist, denn die Giersteine haben die Lage einer Felsburg. Die Entstehung der oft wassererfüllten "Opferkessel" und der "Blutrinnen", die nichts anderes als Karren in kristallinem Gestein sind, ist auf die chemisch-biologische Verwitterung zurückzuführen. Diese Lösungsformen sind von mehreren Autoren in zahlreichen Beispielen geschildert worden[1].

f. Rench- und Durbachtal

Im Bereich des grobkörnigen Biotitgranits am Unterlauf von Rench und Durbach können nur ganz vereinzelt nennenswerte Blockbildungen beobachtet werden. Im Tal von Allerheiligensteig, einem nördlichen Seitental der unteren Rench, liegt an einem südexponierten Hang Blockstreu aus wohlgerundeten Gesteinstrümmern zwischen 400 und 450 m Höhe, wie sie vom Bürstenstein im Achertal beschrieben worden ist (s.S. 36).

Auch der Schwalbenstein - eine Felsburg 1 km östlich Oberkirch (342,1 m) - zeigt in seiner Umgebung ähnliche Blockmassen.

---

1) HÄBERLE (1933) für den Buntsandstein; WILHELMY (1958) für kristalline Gesteine; u.a.

Die Höhen des tief vergrusten Durbacher Granits, im Einzugsbereich des gleichnamigen Baches, liegen zwischen 400 und 500 m. Die Hänge sind flacher. Nur ein Blockvorkommen (Blockstreu) 1 km westlich des Brandeckkopfes am Estolzkopf-Südwesthang (552,9) erreicht nennenswerte Größe.

2. Block- und Schutthalden

Die Block- und Schutthalden des Nordschwarzwaldes lassen sich nur in wenigen Fällen mit ähnlichen Erscheinungen anderer, vor allem vegetationsärmerer Mittelgebirge vergleichen. In meist trockenerem Klima erzeugt die vorherrschende physikalische Verwitterung - stärkere Insolations- und Frostsprengung - größere Formen (FRÄNZLE 1959). Auch die Block- und Schutthalden der Kalkhochgebirge und des subpolaren Bereiches vermitteln einen gewaltigeren Eindruck (FRIEDEL 1935, KOEGEL 1942, LEIDLMAIR 1953, FROMME 1955, RAPP 1957 u.a.). Selbst innerhalb des Schwarzwaldes unterscheiden sich die Gebilde in der Größe erheblich. Die Schutthalden im Höllental (DEECKE 1935, S.9 f.), im Gutachtal (LIEHL 1935, S.162 f.) und die von ULLMANN (1960) im gesamten Südschwarzwald beschriebenen Halden finden im Nordschwarzwald nur wenige ebenbürtige Beispiele.

Die Gesteinshalden des Untersuchungsgebietes haben folgende Merkmale:

Die Schutthalden unterscheiden sich in ihrer äußeren Form vom Hangschutt, der fast alle nicht übermäßig steilen Böschungen als Verwitterungsdecke überzieht. Halden breiten sich in ziemlich einheitlichen, klar begrenzten Schuttfüßen unter Felsen aus. Der kleinstückige, oft plattig-scherbige Schutt besitzt nur kleine Zwischenräume. Das locker gelagerte Material weicht auf den jungen Halden unter den Füßen aus. Die Vegetation dringt nur langsam vor.

Dagegen erweisen sich die Blockhalden, die schon unter kleineren Felskanzeln auftreten, als unregelmäßige und uneinheitlich gestaltete Blockansammlungen. Das grobe Material - Blockgröße ab 20 cm Kantenlänge - stürzt von den Wänden herab und legt auch durch Rutschungen sehr verschieden weite Wege zurück. Zwischen den Blöcken entstehen

zahlreiche Hohlräume, in denen die Vegetation auf angesammelter Feinerde Fuß faßt und damit das ganze Erscheinungsbild der Blockhalden auflöst. Wenn es die fortwährende Blockschuttproduktion nicht verhindert, kann der Wald auf den Blockhalden viel eher Flächen in Besitz nehmen. Die Blockhalden des Untersuchungsgebietes zeichnen sich durch geringe Mächtigkeit aus. Sie heben sich nur unscharf gegen das umgebende Gelände ab.

Die Blockhalden liegen im Einzugsbereich der Acher dort, wo Felsen die Talkante bilden (s.S. 27). Die Abhänge der mehrfach steil abbrechenden permischen Rumpffläche sind mit Felsmassen bedeckt.

Die Blockhalde unter dem Großen Schrofen (878,7 m) im obersten Achertal ist dreigliedrig. Granitporphyrgänge haben durch ihr dichtes Gefüge Härtlingszonen geschaffen, die mehrere vorspringende Felsen in Südexposition bilden. Zusammen mit dem feinkörnigen Zweiglimmergranit[1)] liefert der Granitporphyr eckigen, scharfkantigen Blockschutt, der nach der Größe geordnet liegt: die großen Blöcke haben sich am Fuße der Halde angesammelt und reichen bis an die Acher (770 m); die kleineren Blöcke liegen oben. Der Blockschutt aus Granitporphyr ist gegen die Verwitterung besonders widerständig. Kleine Hangmulden begünstigen die Erhaltung der drei voneinander abgegrenzten Halden. Sie bedecken einen steilen Hang (27 Grad). Die gegenüberliegende, flachere Talseite ist arm an Blöcken.

Der porphyrische Granit am Brennte Schrofen westlich des Bosensteiner Ecks (808,1 m) zeigt weite Klüftung. Die eckigen, scharfkantigen Blöcke der 150 m langen und 30 m breiten Halde sind entsprechend groß. Unmittelbar unter der Felswand liegt kleinstückiger Schutt.

Die große Blockhalde unter dem Scherzenfelsen (734,7 m) füllt ein verhältnismäßig flaches Hangstück in Westexposition aus (12 Grad). Die stark verwitterten Blöcke sind kräftig bewegt worden. Hakenfüßige, stelzwurzlige und entwurzelte Bäume beweisen es.

---

1) REGELMANN (1934, S.19) gibt Schapbachgneis an!

Auch am Gegenhang nördlich der Acher liegen ähnliche Bildungen. Die Hänge des Bustert (930 m) sind in allen Expositionen mit zahlreichen Blockhalden bedeckt, die an Felsvorsprünge anschließen. Sie häufen sich in der Gegend des H o h e n s t e i n s (800 m) und am Südosthang über dem W o l f s b r u n n e n an besonders steilen Hangteilen. Die Blockfelder reichen bis zum Busterbach, bzw. bis zum Seebächle herab, wo sie vom Abraum der Steinbrüche verhüllt werden. Die eckigen, scharfkantigen Blöcke des feinkörnigen Zweiglimmergranits werden immer wieder dort durch Waldstreifen und -inseln unterbrochen, wo mehr Feinmaterial vorhanden ist. Der im übrigen nackte Blockschutt breitet sich auch unter unscheinbaren Felsen aus. Die Hangneigung beträgt 24 Grad. Die Gesteinstrümmer erreichen ganz unterschiedliche Größen (vom Handstück bis zum Riesenblock). Durch mehrere Kahlschläge werden viele Blöcke zusätzlich freigelegt.

Die Namen S t e i n h a l d e und S t e i n i g e H ö h e (837,1 m) - 2km nördlich Seebach - deuten das Aussehen dieser Geländeabschnitte an. Zu ihnen gesellt sich etwas nördlich davon die blockbedeckte O t t e r h a l d e . Ähnlich wie am Bustert sind hier mehrere südostexponierte Hänge fast durchgehend von Blockmassen des Zweiglimmergranits und im südlichsten Teil von kleinstückigem Verwitterungsmaterial des Renchgneises verschüttet. Mischwald gedeiht nur spärlich. Bei Hangneigungen über 25 Grad können kräftige Ausspülungserscheinungen beobachtet werden. Das Anstehende wird oft freigelegt. REGELMANN (1934, S.119) führt die Blockschuttbildung an der Steinhalde auf Reutbergwirtschaft zurück (s.S. 77).

Eine weitere Blockhalde liegt unter dem O m e r s k o p f 3 km östlich Lauf im Laufbachtal. In einer großen Hangmulde breitet sich unter dem Hardtfelsen (674 m) und unter dem Bielenstein (652 m) die riesige Blockmasse aus. Die Ausmaße betragen etwa 300 x 300 m. Sie sind für die Verhältnisse im Nordschwarzwald ungewöhnlich groß. Die baum- und strauchlose Blockansammlung reicht bei einer durchschnittlichen Hangneigung von 18 Grad oberflächig sichtbar von 560 bis 460 m Höhe herab. Doch oberhalb von 560 m Höhe deuten kleinere Felder den Zusammenhang mit den genannten Felsvor-

sprüngen an. Diese Schrofen ragen nur wenige Meter aus dem Hang heraus. Sie sind im Schutt ertrunken. Die Blockhalde ist tot; denn eine rezente Ernährung kann nicht festgestellt werden. Obwohl der Orthogneis eckig abbricht[1], zeigt er hier durch subaerische Verwitterung geringe Abrundung der Blockkanten. Deshalb muß die Blockhalde sehr alt sein.

Bei dieser gewaltigen Blockanhäufung fällt es schwer, sich auf die Begriffe "Blockhalde" oder "Blockmeer" festzulegen. Der Entstehung nach ist es eine Blockhalde, die heutige Gestalt könnte zur Bezeichnung "Blockmeer" berechtigen. Die Übergänge zwischen beiden Formen sind im Untersuchungsgebiet nirgends so fließend wie hier.

Die steilwandigen Hänge der Grundgebirgsterrasse im Murgtal und in dessen rechten Seitentälchen begünstigen die Blockhaldenbildung (s.S. 45). Nördlich Schünmünzach liegt rechts der Murg die steile Rippe des V e r l o b u n g s - f e l s e n s am Prallhang des Flusses. An den Felsen schließt eine Halde aus Blockmaterial und kleinstückigem Schutt an. Murgabwärts weisen zahlreiche Geländeabschnitte ähnliche Formen auf: die Blockhalden am S c h l o ß f e l - s e n (550-640 m) - 1 km südlich Raumünzach - lassen sich ohne weiteres mit der Blockbedeckung der Saulöcher (500-600 m) - 2 km nördlich Raumünzach - vergleichen. Die eckigen, scharfkantigen Blöcke aus Forbachgranit liegen in Schuttrinnen zwischen Felsnasen. Schütterer Hochwald verbirgt sie. S a n b e r g (570-700 m), L a c h e n f e l s (550-700 m), H o r n b e r g (520-650 m) östlich Forbach, L a t s c h i g (600-760 m) und F o r k e l nordöstlich Gausbach u.a. zeigen alle das gleiche Bild: größere Blockhalden, Neigungen über 25 Grad, eckiges, scharfkantiges Trümmerwerk aus Forbachgranit, extreme Unterschiede in der Blockgröße, starke Verwitterungsspuren, Bewegungserscheinungen, vordringende Buschvegetation.

Im S a s b a c h t a l östlich Forbach haben die Einwohner die ursprünglich Blockhaldenverbreitung verändert; sie haben z.B. den Horngrund, das Tälchen zwischen Hornberg

---

1) das ist z.B. am Felsenblick (Omerskopf) zu beobachten.

und Lachenfels, von Blöcken freigelesen, um Raum für die Landwirtschaft zu gewinnen. Künstlich errichtete Blockhaufen oder -zungen sind die Überreste der ehemaligen Blockbedeckung, die früher wahrscheinlich das ganze Tal erfüllt hat[1]. Die Entfernung der Blöcke soll schon zur Zeit der ersten Rodung begonnen haben (11./12. Jahrhundert). Ähnliche künstliche Veränderungen der Blockbedeckung findet man im Eberslohtal und im oberen Sasbachtal, wo auch Wege und Bäche mit zusammengetragenen Blöcken eingefaßt worden sind. Die ursprüngliche Verbreitung der Blockhalden läßt sich hier nicht ermitteln.

Die Schutthalden an den Porphyrschloten und -decken des G o t t s c h l ä g s bei Ottenhöfen und des E c k e n f e l s e s (Rotkopf, Hauskopf) nördlich Oppenau sowie das Vorkommen aus Permkonglomerat am B a t t e r t bei Baden-Baden bieten ein anderes Bild als die genannten Blockhalden.

Die ursprünglich kegelförmige Gestalt der Schutthalden ging verloren, einheitliche Schuttfuße verhüllen die unteren Teile der Felsen. Die Vegetation folgt den Nahtstellen der einzelnen Schutthalden. Der Haselstrauch dringt weit nach oben vor. Ihm folgen Ahorn und Buche, zuletzt die Fichte. Im unteren Teil des Schuttfußes verdichtet sich das Gebüsch, weil das oben ausgespülte Feinmaterial hier wieder abgelagert worden ist. Das undurchdringliche Gebüsch setzt besonders deutlich am Eckenfels erst unterhalb der 500 m - Höhenlinie ein. Sämtliche Halden liegen in Südexposition.

Am Eckenfels, dessen südliche Steilwand der Grenze Quarzporphyr/Renchgneis folgt, setzt sich der Schutt aus plattig-scherbigem Material des Quarzporphyrs zusammen. Die Fluidalstruktur des Gesteins bedingt eine engständige Klüftung und macht es damit besonders anfällig für die Frostverwitterung. An den Schutthalden können zwei Schuttarten unterschieden werden:

1. größere Gesteinstrümmer mit Kantenlängen bis zu 20 cm, deren dunkle Farben ebenso die länger andauernde Verwitterung beweisen wie reichlicher Flechten- und Moosbesatz,

---

1) Auf den Blockhaufen sind als Eigentümlichkeit in dieser Landschaft Heustadel errichtet worden.

2. kleinstückiger, scherbiger Schutt - zum Teil bis zu Kiesgröße zerkleinert - mit hellen Bruchflächen ohne Vegetation.

Dieser weniger verwitterte Schutt lagert zungenförmig auf dem grobstückigen Material des gleichen Gesteins. Hellrot gefärbte Flächen, die Abbruchstellen, sprechen für ein sehr junges Alter der obenauf liegenden Schuttzungen.

Auch am Battert und weniger deutlich am Gottschläg kommen Schuttmassen vor, die sich in ähnlicher Weise voneinander unterscheiden.

Unterhalb der L i e r b a c h - Wasserfälle erreichen die Böschungswinkel der Talhänge besonders hohe Werte (über 30 Grad). Die Hänge sind nur gering bewaldet. Die Reutbergwirtschaft nimmt hier noch größere Gebiete ein. Die Abhänge des Hirschkopfs, der Bruckhalde, des Roß- und Farngrundes, im Trayersgut, am Seltenbächle, an der Rinkhalde und am Ruliskopf tragen diese Schälwaldungen. Die Böschungen werden - besonders an Gehängesteilen und Talschlüssen - von losem, kleinstückigen, oft plattigen Schutt des Allerheiligen-Seebach-Granits bedeckt. Die Verwitterung zu grobsandigem Grus ist selten. Die scharfkantigen Platten zeigen mehrfach frische Bewegung im Verband; denn die nur wenige Dezimeter mächtige Schuttschicht hat an vielen Stellen Gras niedergewalzt. Sie liegt also über der dünnen Humusschicht.

III. E r k l ä r e n d e r T e i l

1. B l o c k b i l d e n d e G e s t e i n e

Das Problem, ob die Blockbildung im wesentlichen von klimatischen Faktoren oder von der Gesteinsbeschaffenheit abhängt, beherrscht seit langem die Blockmeerforschung (siehe Einleitung).

Die Gesteinsabhängigkeit der Blockentstehung wird nicht mehr abgestritten: nur bestimmte Gesteine neigen zu blockartiger Verwitterung. So haben SCHOTT (1931, S.51 u. a.a.O.) und DEECKE (1935, S.11) die Ansicht vertreten,

daß die Blockverwitterung nur in widerstandsfähigen, grob geklüfteten Gesteinen vorkommt. Diese Auffassung ist in der Folge immer wieder bestätigt worden. WILHELMY (1958, S.10, 15) betont, daß besonders grobkörnige Gesteine, nämlich biotit- und hornblendereiche Granite und Massengesteine porphyrischer Struktur, tiefgründig verwittern. Von ihnen bleiben gut gerundete, kernfrische Wollsäcke im Lockermaterial übrig. Diese Verwitterungsart kann auch in Sedimentgesteinen auftreten, wenn sie grobkörnig sind. Biotitarme, kalifeldspatreiche Granite, auch Muskowitgranite und Zweiglimmergranite, überhaupt feinkörnige Gesteine neigen selten zur Blockbildung. WILHELMY weist darauf hin, daß neben der Grobkörnigkeit auch die Schichtlosigkeit, die Widerstandsfähigkeit und die parallelepipedische Absonderung des betreffenden Gesteins Voraussetzungen für die Bildung von Blöcken sind.

HÖVERMANN (1949, S.47) hält die Diskussion über die Gesteinsbedingtheit der Blockbildung beim gegenwärtigen Stand der Forschung für überflüssig.

Auf die zusammenfassende Darstellung der blockbildenden Gesteine des nördlichen Talschwarzwaldes kann jedoch nicht verzichtet werden, weil sich ergeben hat, daß die Gesteinsstruktur von ganz entscheidender Bedeutung für die Gestalt der Blöcke ist.

Im Untersuchungsgebiet sind der Schapbachgneis, die Granite und der Hauptbuntsandstein Blockbildner. Quarzporphyr und Permkonglomerat liefern das Material für Schutthalden.

Im Gegensatz zu den Renchgneisen (Sedimentgneise, gnr[1]), die auf Grund der schiefrigen Struktur gewöhnlich in lehmigen Grus oder in sehr kleine Gesteinsstücke zerfallen und nur bei Übergängen in quarzitische und feldspatreiche Abänderungen stärkeren Widerstand leisten[2]), können die etwas massigeren S c h a p b a c h g n e i s e

1) abgekürzt

2) Blöcke beim Hirzighof im Lierbachtal (FEZER 1957, S.1), Vorkommen im Schlehwald oberhalb Ramsbach gegen Oppenau (SAUER 1894, S.73).

(Eruptivgneise, gns) gröberen Schutt bilden, der häufig Blockgröße erreicht. Seine Verwitterungsart kann in dem kleinen Verbreitungsgebiet um den Omerskopf - an den Oberläufen von Mühr- und Laufbach - beobachtet werden. Die Verflechtung der Mineralien ist oft granitisch-körnig, so daß Ähnlichkeiten mit der Granitverwitterung nicht erstaunlich sind. Der Schapbachgneis kann jedoch auch schiefrig ausgebildet sein. Dann gleicht seine Widerständigkeit mehr jener des Renchgneises. Die Steilhänge sind durchweg felsig und auch auf den weniger geneigten Flächen kommt nur eine dünne Bodenkrume zur Ausbildung, deren sandig-grusiger Charakter häufig an die für den nördlichen Talschwarzwald verhältnismäßig fruchtbaren Granitböden erinnert.

Die Granite nehmen den größten Raum des untersuchten Gebietes ein. Zwei Granitarten sind im begangenen Gelände wichtig: der Biotitgranit und der Zweiglimmergranit.

DEECKE (1935, S.3) und SCHMITTHENNER (1913, S.23) haben berichtet, daß vor allem die grob- bis mittelkörnigen B i o t i t g r a n i t e (G) mit den großen Feldspäten zur Felsenmeerbildung neigen. Im Untersuchungsgebiet wird diese Gesteinsart durch den Zieselberggranit und den Durbacher Granit westlich der Linie Ramsbach - Seebach - Kurhaus Breitenbrunnen (zwischen Sasbach und Kinzig) vertreten. Reichliche Biotitbeimengungen verleihen dem Gestein eine dunkelgraue Farbe. Das Auftreten zahlreicher bis 6 cm langer und 3 cm dicker Orthoklase - im Volksmund "Schwartenmagen" genannt - ist kennzeichnend. Diese großen Feldspatkristalle geben dem Granit porphyrartiges Aussehen. Die grobkörnige Struktur begünstigt eine tiefgehende grobsandig-grusige Verwitterung, weil das Wasser die Auflösung des Mineralverbandes entlang den Klüften leicht bewirken kann. Vergrusungshorizonte von mehr als 6 m Dicke sind häufig. Die Mächtigkeit der Grusdecken ist expositionsbedingt; denn diese verwittern auf den länger durchfeuchteten Schattseiten tiefer als auf den trockenen besonnten Hängen (SAUER 1894, S.75). LIEHL (1935, S.180) hat dagegen festgestellt, daß für die vollständige Zerset-

zung des Granits nicht ständige Durchfeuchtung, sondern der Wechsel zwischen Trockenheit und Durchfeuchtung ausschlaggebend ist. Er hat diese Ansicht von den Standorten mit vollständiger Tiefenverwitterung abgeleitet. Diese befinden sich nämlich oberhalb von Quellen in Bodenzonen, die über dem Grundwasserhorizont liegen und immer nur Durchgangszone für eindringendes Niederschlagswasser sind.

Der Grus wird in zahlreichen Sandgruben gewonnen. Nur an einigen Orten können in dieser ziemlich einheitlichen Grusmasse weniger zersetzte Gesteinstrümmer beobachtet werden. Diese Blöcke haben genauso wie jene an der Erdoberfläche liegenden aus Biotitgranit wollsackartige Gestalt oder doch zumindest stark abgerundete Kanten.

Im Untersuchungsgebiet treten die Blockbildungen im Zweiglimmergranit (Gm) - sei es bei Blockströmen oder bei Blockhalden - am häufigsten auf. Die in der Korngröße schwankenden Zweiglimmergranite, bekannt u.a. als fein- bis mittelkörnige Allerheiligen-Seebach-Granite westlich des Buntsandsteinstufenrandes und als artenreicherer Forbachgranit im Murgtal, sind durch dunkle (Biotit) und helle (Muskowit) Glimmer gekennzeichnet. Das Gestein fällt durch seine hellere Farbe auf. Porphyrische Strukturen wie im Biotitgranit sind seltener. Der Zweiglimmergranit ist an manchen Stellen sehr feinkörnig, so daß er wertvolles Material für Pflastersteine abgibt, wie z.B. in den Steinbrüchen am Wolfsbrunnen oberhalb Seebach. Das Gestein zerklüftet beim Einwirken mechanischer Kräfte an Felswänden in eckige, scharfkantige Blöcke, die kahle, steil abfallende Blockhalden bilden (Scherzenfelsen, Brennte Schrofen u.a.). Die Richtung der für den blockigen Zerfall verantwortlichen Klüfte gleicht den Kluftrichtungen des Biotitgranits: zwei im herzynischen und varistischen Streichen saiger einfallende Kluftsysteme stehen senkrecht auf einem horizontalen Kluftsystem.

Wenn die lösende Wirkung des Wasser vorherrscht, zerfällt das Gestein durch das richtungslos-körnige Gefüge in grobsandigen Grus. Jedoch läßt die größere Feinkörnigkeit des Allerheiligen-Seebach-Granits die Verwitterungsdecke meist nicht zu solchen Beträgen anwachsen,

wie es beim Biotitgranit der Fall ist. Das dichtere Gefüge leistet der Verwitterung größeren Widerstand. In den Aufschlüssen und an der Erdoberfläche sind meist eckige bis kantengerundete Blöcke zu beobachten.

Die Schönmünz-Langenbach-Granite sind oft besonders feinkörnig. Die Böden dieser Granite werden deshalb oft nur wenige Dezimeter mächtig. Blockbildungen kommen nicht vor.

Die Quarzporphyre (P) gehören dem mittleren Rotliegenden an. Das dichte Gefüge dieses Gesteins setzt der Verwitterung äußerst starken Widerstand entgegen, so daß Verwitterungsschutt nur sehr langsam entsteht. Infolge der gut entwickelten Fluidalstruktur[1)] bedeckt meist nur scharfkantiger, oft bis zu Kiesgröße zerkleinerter Schutt die Hänge der steil aufragenden, nackten Felsen.

Während des trockenen Klimas im Perm wurde der Schutt nicht weggeführt. Er sammelte sich in Mulden stark schwankender Mächtigkeit an. Kieselige Bindemittel verkitteten das Material zu wasserundurchlässigen Konglomeraten. Das Permkonglomerat (Pc) bei Baden-Baden ging aus solchen verhärteten Teilen der Arkosen und Brekzien des Rotliegenden hervor. Das felsbildende Gestein erzeugt Schutthalden.

Im Buntsandstein ist vor allem das Obere oder Hauptkonglomerat (smc^2) Blocklieferant. Seine harten Geröllagen bilden die Stufenkante und damit die Decke der Schichten im westlichen Buntsandsteingebiet. Grob- bis feinkörnige Sandsteine werden in unregelmäßiger Weise von Konglomeratbänken unterbrochen. Starke Verkieselungen machen diese sehr wetterbeständig. Die weitständige Klüftung bewirkt den Zerfall des Gesteinsverbandes, einzelne Blöcke entstehen, die in wirrem Durcheinander mehr oder weniger stark alle Hänge der Buntsandsteinlandschaft bedecken.

Der mittlere, geröllfreie, zum Teil sehr feinkörnige Hauptbuntsandstein, auch Bausandstein

---

1) Kluftabstände von z.T. weniger als 1 cm!

(sm) genannt, neigt beim Auftreten an Tal-, bzw. Stufenkanten zur Bildung dünnbankiger Blöcke.

2. Blockbildung im Granit [1)]

Die Gesteinsabhängigkeit der Blockbildung schließt die Klimaabhängigkeit der Blockbildung nicht aus (MORTENSEN 1932, S.280; WILHELMY 1958, S.15). Die Gestalt, die äußere Form der Gesteinstrümmer hängt von den Verwitterungsarten in den verschiedenen Klimaten ab, in denen sie entstanden sind (siehe Einleitung). Unter dem Einfluß der periglazialen Frostsprengung des Pleistozäns sind vorwiegend eckige bis kantengerundete Blöcke entstanden, während die chemische Tiefenverwitterung im feuchtheißen Klima bestimmter Tertiärabschnitte im wesentlichen wollsackförmige Blöcke verursacht hat. Es ist WILHELMYS Verdienst, daß er - neben anderen Typen - die unterschiedliche Art und Weise der Blockverwitterung im arktisch- subarktischen und tropisch-subtropischen Klimabereich der Gegenwart herausgestellt hat. In unseren Mittelgebirgen können die Verwitterungsprodukte dieser Klimate als Vorzeitformen vorkommen[2)].

Weil im Schwarzwald, sogar im engen Raum des Untersuchungsgebietes, einerseits eckige bis kantengerundete und wollsackförmige Blöcke verschiedener Größe im Granit nebeneinander auftreten, andererseits das tertiäre feuchtheiße Klima hier für die Entstehung der wollsackartigen Blöcke nicht in Frage kommt, müssen andere Faktoren die unterschiedliche Gestalt der Gesteinstrümmer bedingt haben (s.S. 16). Bei dieser Betrachtung werden naturgemäß die eckigen Gesteinstrümmer der Blockhalden nicht berücksichtigt.

WEBER (1943, S.335) vertritt die Ansicht, daß der Granit deshalb verschiedene Formen liefert, weil er bei der Abtragung in vergrustem oder nicht vergrustem Zustand angetroffen wird.

---

1) Siehe Tab. 1 und 2.

2) Siehe auch BÜDELS Rezension (1959, S.365).

MURAWSKI (1958, S.7 ff.) weist u.a. an Hand von Beispielen aus dem Schwarzwald darauf hin, daß es neben klimatischen Konvergenzformen in großer Zahl Konvergenzformen gibt, die im "physikalisch-mechanischen Charakter des betroffenen Gesteins" begründet sind. Es sei daher verständlich, daß gleiche klimatische Bedingungen in einzelnen Gesteinen oft die verschiedenartigsten Formen erzeugen können.

Schon LIEHL (1935, S.178 ff.) hat dieses Problem bei seiner Geländearbeit im mittleren Schwarzwald aufgegriffen, aber die verschiedene Gestalt der Blöcke anders erklärt. Er ist auf Grund seiner Beobachtungen zum Schluß gekommen, daß der Beweis, nach dem die runde Form der Blöcke stets auf chemischer Verwitterung i m Boden beruht, erst geführt werden muß. Er hält es für denkbar, daß abspülendes Regenwasser, Frostverwitterung, Flechten- und Moostätigkeit die runde Form erst n a c h Freilegung der Blöcke erzeugt haben. Die eckigen Blöcke seien diesen Kräften verhältnismäßig kürzere Zeit ausgesetzt gewesen. Nach dieser Annahme, die er nur als Möglichkeit erörtert, könnte der Unterschied in der Gestalt der Blöcke auch unabhängig von den primären Bildungsfaktoren zustandekommen; denn die subaerische Verwitterung übe den entscheidenden Einfluß bei der Bildung der Wollsackformen aus.

LIEHL beschreibt auch die Entstehung der Wollsäcke i m Boden durch die von Klüften ausgehende chemische Verwitterung. Je näher die Blöcke der Oberfläche liegen, desto kleiner und zugleich runder sind sie. Kantige Blöcke, die autochthon sind, entsprechen nach seiner Ansicht einem tieferen Aufbereitungshorizont des Gesteins, weil sie an steilen Hängen stärkerer Abtragung unterliegen.

In einigen der wenig zahlreichen Aufschlüsse des Untersuchungsgebietes finden sich Anzeichen der chemischen Granitverwitterung[1]. Aus tiefen Vergrusungshorizonten ist

---

1) ULLMANN (1960, S.238-240) findet im Südschwarzwald vergruste Granite (und andere Gesteine), die er für Reste der präglazialen Verwitterungsdecke hält, nur linsenartig, also nicht flächenhaft. Auch im nördlichen Talschwarzwald sind Grushorizonte im Granit nur punktförmig vorhanden. Ihre Beziehung zu Bereichen mit starker tektonischer Beanspruchung, wie sie ULLMANN (a.a.O) beschreibt, kann ebenfalls an einer Stelle (s.S. 46) beobachtet werden.

eher auf eine starke chemische Gesteinsauflösung als auf mechanische Zertrümmerung der Mineralien zu schließen. So hat die Analyse der Bodenproben des Granitgruses starke chemische Veränderungen des Ausgangsmaterials ergeben.

U.a. mit dem feinkörnigen Grus des Zweiglimmergranits vom Tannenteich und mit dem grobkörnigen Grus des Biotitgranits vom Bürstenstein wurden zur halbquantitativen Analyse des Mineralbestandes Röntgenaufnahmen mit dem Zählrohr-Goniometer (Philips) im Mineralogischen Institut der Universität Tübingen angefertigt[1]. Zur genauen Erfassung des Tonmineralanteils wurden neben Aufnahmen der Gesamtproben auch solche von den abgeschlämmten feinkörnigen Fraktionen hergestellt. Institutseigene Testaufnahmen von Reinsubstanzen boten bei der Mineralbestimmung Vergleichsmöglichkeiten.

Außer dem Hauptbestandteil[2] Quarz - im Grus des Biotitgranits auch Orthoklas - und den Nebenbestandteilen[3] Orthoklas - nur im Zweiglimmergranit -, Plagioklas und Glimmer kommt in beiden Proben untergeordnet[4] Kaolinit vor. Die Kaolinitgehalte liegen jeweils zwischen 2 und 5 % der Gesamtmenge und sind in jedem Falle bereits in der Gesamtprobe nachweisbar. In der Bodenprobe vom Bürstenstein tritt außerdem untergeordnet Montmorillonit auf, der bei der Zersetzung von Biotit gebildet worden sein könnte. Tropische Böden führen dieses Mineral besonders häufig (RAMDOHR 1942, S.594). Die röntgenographische Analyse beweist also eine starke chemische Verwitterung des Granits.

Weniger verwitterte Gesteinspartien, nämlich Wollsäcke, die im Grus schwimmen, sind selten in Aufschlüssen zu beobachten. Wollsackartige Verwitterung kommt nur im Bereich der grobkörnigen Granite vor (s.S.36f). Die feinkörnigen Granite weisen bis in die oberste Zonen eckige Gesteinsabsonderungen auf (s.S. 30). Damit rückt die Abhängigkeit der Blockformen von den Korngrößen des Gesteins in den Vordergrund der Untersuchungen.

---

1) Ich danke Herrn Dr. G. Müller für seine bereitwillige Unterstützung.

2) = mehr als 25 % der Gesamtmenge.

3) = 5 - 25 % der Gesamtmenge.

4) = weniger als 5 % der Gesamtmenge.

Die Beobachtungen innerhalb der Aufschlüsse werden durch solche an den oberflächig auftretenden Blockmassen ergänzt. Auch die Blockströme und verwandte Bildungen zeigen nämlich, daß die Blockgestalt in Beziehung zur Korngröße des Gesteins steht. Die grobkörnigen Biotitgranite westlich der Linie Ramsbach - Seebach - Kurhaus Breitenbrunnen erzeugen runde, wollsackförmige Blöcke. Ähnlich rund sind die Klippen im Bereich des grobkörnigen Zweiglimmergranits um die Bühlerhöhe gestaltet. Auch die Blockstreu an der oberen Bühlott, die im gleichen Gestein liegt, weist dieselben runden Formen auf. Dagegen liefern die fein- bis mittelkörnigen Zweiglimmergranite im oberen Achertal kantengerundete Gesteinstrümmer. Im Langenbach- und im Schönmünztal, im Verbreitungsgebiet eines äußerst feinkörnigen Zweiglimmergranits, der im Untersuchungsgebiet nur hier vorkommt, entstehen überhaupt keine Blöcke. Der dichte, feinkörnige Forbachgranit zwischen Schönmünzach und Forbach bildet Felsen.

Die Blockgröße zeigt ähnliche Abhängigkeiten. Die Blöcke des fein- bis mittelkörnigen Zweiglimmergranits im oberen Achertal erreichen im allgemeinen mittlere Größe. Kantenlängen bis zu 50 cm herrschen vor. Im Gegensatz dazu treten die Riesenblöcke mit Längen bis zu 6 m ausschließlich im Gebiet des grobkörnigen Biotitgranits und des grobkörnigen Zweiglimmergranits auf[1]. Am auffälligsten ist dieser Gegensatz am Blockstrom unterhalb des Brigittenschlosses, wo die feinkörnigen Granite kleine, kantengerundete und die grobkörnigen Granite große, wollsackförmige Blöcke bilden.

Die Korngröße, die Struktur des Gesteins, ist also von ganz entscheidender Bedeutung für die Gestalt und mittels der Klüftung auch für die Größe der einzelnen Blöcke. Daß die Klüftung die Größe der Blöcke unmittelbar bedingt, ist sicher. Nach den Aufschlüssen zu urteilen, in denen in feinkörnigen Graniten engständige, in grobkörnigen Gra-

---

1) Blaubronn, Oberer Bach, Bühlerhöhe.

niten weitständige Klüftung vorherrscht, scheint die Klüftung wiederum von der Korngröße abzuhängen.

Beobachtungen am Felsberg im Odenwald (515 m) bestätigen diesen Befund. Auf der Nordseite des Berges steht ein sehr feinkörniger, jüngerer Biotitgranit mit engständiger Klüftung an. Hier kommen keine Blockbildungen zustande, nur kantiger Abbruch an wenigen felsigen Vorsprüngen im Sinne von Wandverwitterung durch Frostsprengung oder durch andere mechanische Verwitterungskräfte können beobachtet werden. Die Südseite des Felsberges liegt hingegen ganz in einem grobkörnigen Hornblendegranit. Hier befinden sich in mehreren Rinnen die bekannten Blockströme, die sich von 480 bis 240 m Höhe herab erstrecken. Diese Blöcke haben alle wohlgerundete Wollsackformen. Auch ihre Größe, z.B. am Altarstein, ist erheblich[1]. Die kleineren Blöcke erreichen noch Kantenlängen von einem Meter und mehr. Manche Blöcke sind durch mechanische Kräfte sekundärer Art, wahrscheinlich durch Frostsprengung, zerbrochen und haben deshalb auch eckige Kanten.

Auch die Riesenblöcke der weit verbreiteten Blockstreu in den flachen Muldentälern des mittleren Schwarzwaldes südlich Triberg weisen runde Formen auf; grobkörnige Biotitgranite liefern das Blockmaterial. Die grobkörnigen Granite um den Schluchsee im Südschwarzwald und in der Umgebung des Weißen Sees in den Hohen Vogesen erzeugen Blöcke, die durch außerordentliche Größe und wohlgerundete Wollsackformen auffallen.

Die angeführten Beispiele aus anderen Mittelgebirgslandschaften bestätigen die oben abgeleitete Behauptung, daß die Blockgröße und die Blockgestalt von der Korngröße des Gesteins abhängen.

LIEHL (1935, S.180) fordert den Beweis dafür, daß die runde Form der Blöcke in Blockströmen und an Felsburgen auf chemische Verwitterung i m Boden zurückzuführen ist (s.S. 59). Er denkt an die subaerische Verwitterung, die als

---

1) Eine Kantenlänge erreicht 12 m!

entscheidendes Agens für die Zurundung der Blöcke in Frage komme. Dieser Möglichkeit kann nach dem Geländebefund im nördlichen Talschwarzwald und den daraus abgeleiteten Folgerungen nicht zugestimmt werden.

Der größte Teil der wollsackförmigen Blöcke zeigt einen solchen Zurundungsgrad, so daß Reste von Kanten ganz fehlen. Eiförmige und kugelrunde Blöcke sind häufig. Die Beobachtung der verschiedenen Blockarten des schon genannten Blockstromes am Brigittenschloß im Sasbachtal (s.S.61) gibt die Möglichkeit, LIEHLS Annahme zurückzuweisen. An diesem Blockstrom können große, runde Blöcke eines grobkörnigen Granits und kleine, eckige bis kantengerundete Gesteinstrümmer eines feinkörnigen Granits festgestellt werden. Es wäre zwar denkbar, daß klimatische Unterschiede für die verschiedenartige Zurundung der Blöcke verantwortlich sind. Aber da runde Blöcke nur im Biotitgranit, eckige nur im Zweiglimmergranit vorkommen, ist statistisch doch mit petrographischer Abhängigkeit zu rechnen, so daß beide Blockarten, die in ein und demselben Blockstrom liegen, mit ziemlicher Sicherheit auch gleichalt sind. Wenn die subaerische Verwitterung tatsächlich die Zurundung der Blöcke bewirkt hat, dann müssen auch die kleinen Gesteinstrümmer die gleiche oder ähnliche Gestalt wie die großen Blöcke haben. Weil das nicht der Fall ist, kann angenommen werden, daß die Blöcke ihre unterschiedliche Gestalt durch die chemische Tiefenverwitterung i m Boden in Abhängigkeit von der Korngröße des Gesteins erhalten haben.

Auch WILHELMY (1958, S.38) hält es für unwahrscheinlich, daß ursprünglich scharfkantige, infolge der periglazialen Frostsprengung des Pleistozäns entstandene Blöcke durch postglaziale subaerische Verwitterung so zugerundet würden, daß sie den wollsackartigen Blöcken gleichen; denn die Kanten der Blöcke trocknen schneller als ihre Seiten- und Oberflächen. In diesem Zusammenhang betont auch HÖVERMANN (1953, S.53), daß die Flächen der Blöcke der Verwitterung unter freiem Himmel mehr ausgesetzt sind als die Kanten.

Lediglich das Blockmaterial der Felsburgen erleidet stärkere subaerische Verwitterung. Bei ihnen kann stets die Beziehung zum Gesteinsverband nachgewiesen werden. Während die unteren Teile echte Gesteinsquader sind, nimmt die Zurundung der Blöcke nach oben zu. Obwohl dadurch die zunehmende Wollsackbildung gegen die Erdoberfläche sehr sinnfällig zum Ausdruck kommt, ist eine stärkere subaerische Verwitterung an diesen Gebilden wahrscheinlich: denn die Felsburgen liegen meist an Graten, wo die Abtragung am ehesten einwirken kann. Sie gelangen dadurch rascher an die Oberfläche und sind in ihrer exponierten Lage der Verwitterung leicht ausgesetzt. Außerdem spricht bei manchen von ihnen die entfernte Lage vom Buntsandsteinstufenrand für ein höheres Alter ihrer oberflächigen Entstehung. Dern weiter im Westen ist die schützende Decke des Buntsandsteins eher als im Bereich des oberen Achertals abgetragen worden.

Auch die weiteren Ausführungen LIEHLS (1935, S.184), nämlich, daß die eckigen Blöcke an der Oberfläche einem tieferen Aufbereitungshorizont des Bodens entsprechen, können als Einwand gegen die oben geltend gemachte Auffassung, nach der die Blockgestalt von der Korngröße des Gesteins abhängt, angesehen werden. Im allgemeinen nimmt die Zurundung der Blöcke in den höher gelegenen Bodenteilen zu. Es zeigt sich aber, daß z.B. im Aufschluß Kapelle Achert (s.S. 30) die im Verwitterungsmaterial eingebetteten Blökke des fein- bis mittelkörnigen Zweiglimmergranits sich bis unmittelbar unter die solifluidale Streifenzone eckig absondern. Die Kanten der Gesteinstrümmer sind nur wenig zugerundet, unterscheiden sich darin also nicht von tieferen Horizonten. Die gleiche quader- bis würfelförmige Verwitterung sieht man in den weniger mächtigen Bodenprofilen des nur gering vergrusten, feinkörnigen Zweiglimmergranits der Steinbrüche am Wolfsbrunnen oberhalb Seebach. Damit ist auch WEBERS Ansicht (s.S. 58), daß eckige Blöcke nur in nicht vergrustem Granit entstehen, für die Erklärung der Formen im nördlichen Talschwarzwald nicht ausreichend.

Meine Überlegungen sind davon ausgegangen, daß die B l o c k b i l d u n g i m G r a n i t d e s n ö r d l i c h e n T a l s c h w a r z w a l d e s i n p o s t t e r t i ä r e r Z e i t e r f o l g t ist. Außer den Angaben G.WAGNERS(s.S.15) unterstützen noch andere Tatsachen diese Annahme:

Die Bodenproben mehrerer Aufschlüsse[1], die im Physisch-Geographischen Laboratorium der Universität Amsterdam untersucht worden sind, geben nach der Ansicht Herrn Prof. Bakkers[2] keine klaren Hinweise auf früher andersgeartete Klimaverhältnisse. Die Farbe der Proben deute nicht auf tiefgründige Rotverwitterung hin. Auch der Tongehalt ist im allgemeinen als gering anzusehen (s.S.60). Er hält sich durchaus im Rahmen der Verwitterung unseres kühlhumiden Klimas[3].

An den Blöcken werden öfters Rötungshorizonte beobachtet[4]. Das Alter dieser roten Verwitterungszonen ist jedoch zweifelhaft. Es ist möglich, daß sich auch unter den heutigen Klimabedingungen eisenoxydhaltige Zonen im Gestein anreichern.

Es ergibt sich also kein Anhaltspunkt für eine Blockverwitterung im Tertiär. Die Entstehung der Blöcke muß deshalb für die posttertiäre Zeit angenommen werden[5]. Wahrscheinlich ermöglichen die hohen Niederschläge des Gebietes (s.S.26), welche eine rezente chemische Tiefenverwitterung in den anfälligeren Graniten begünstigen, die Blockbildung. Das periglaziale Klima des Pleistozäns scheidet für die Blockentstehung durch chemische Verwitterung aus; denn die Gesteinsauflösung ist in dieser Zeit sehr gering gewesen. Bisher ist nämlich nur für Kalk stärkere chemische Verwitterung

---

1) Ergebnisse siehe Anhang (Tab. 5).

2) Brief vom 6. Dezember 1961. - Ich danke Herrn Prof. J.P. Bakker, Amsterdam, für die Untersuchung der Bodenproben.

3) Diese Meinung vertritt auch Herr Prof. W. v. Engelhardt, Tübingen (mündliche Mitteilung).

4) Siehe auch HÖVERMANN (1949); s.S.12.

5) ULLMANN (1960, S.242) nimmt für den Südschwarzwald tertiäre Blockbildungen an, weil die Blöcke im Pleistozän vom Eis bewegt worden sind.

bei niedrigen Temperaturen nachgewiesen worden (WILLIAMS 1949). Die warmfeuchte Waldzeit des älteren Pleistozäns (Prägünz) und die Interglaziale kommen in gleicher Weise als Zeiten der Blockbildung in Frage wie die Gegenwart. Wenn die Blöcke periglazialen Fließerden angehören, ist das Ende der Eiszeit die zeitliche Obergrenze ihrer Entstehung (s.S. 70).

Die unterschiedliche Gestalt der Blöcke läßt sich im Untersuchungsgebiet nicht mit Hilfe eines Klimawechsels erklären. Die Blockgestalt hängt im nördlichen Talschwarzwald von der Korngröße des Gesteins ab. Grobkörnige Granite verwittern zu großen, runden, wollsackförmigen Blöcken, mittel- bis feinkörnige Granite zu kleinen, eckigen bis kantengerundeten Gesteinstrümmern. Die Zurundung der wollsackartigen Blöcke ist infolge chemischer Tiefenverwitterung im Boden geschehen.

Für das Untersuchungsgebiet äußerte schon SCHMITT-HENNER (1913, S.11) die Vermutung, daß die Granite je nach Struktur und Mischungsverhältnis der Mineralien verschiedenes Aussehen und verschiedene Wetterbeständigkeit erlangen (s.S.19). Diese Ansicht wurde mehrfach bestätigt, wobei die Autoren (DEECKE, WEBER, WILHELMY u.a.) immer die Grobkörnigkeit als Voraussetzung für die Blockverwitterung des betreffenden Gesteins betonten.

Durch die Geländebeobachtung ergibt sich aber, daß auch die fein- bis mittelkörnigen Zweiglimmergranite - mit Ausnahme des äußerst feinkörnigen Langenbach-Schönmünz-Granits - zur Blockbildung neigen. Neuerdings schildert auch SCHICK (1958, S.102) Blockbildungen in "normalkörnigem" Zweiglimmergranit[1]. Die Blockbildungen im Zweiglimmergranit des Achertales sind DEECKE (1935, S.2 f.) offensichtlich nicht bekannt gewesen. Jedoch nimmt er an, daß auch dieses Gestein blockartig verwittern kann (s.S.22). So ist auch WILHELMYS Bemerkung (1958, S.15) zu verstehen, nach der feinkörnige Gesteine nur selten Blöcke bilden.

1) Klippen im Ramberggebiet des Harzes.

Aus den Beobachtungen MURAWSKIS (1958, S.7 ff., s.S. 59) und aus den dargelegten Erörterungen geht hervor, daß der Gesteinscharakter, d.h. die Unterschiede im gleichen Gestein, erheblichen Einfluß auf die Art und Weise der Blockverwitterung haben. Es ergibt sich deshalb infolge der Beobachtungen im nördlichen Talschwarzwald die Frage, ob nicht im kühlhumiden Klima die Gesteinsverhältnisse bei der Blockverwitterung weitaus stärker mitwirken als im tropischen oder arktischen Klimabereich. Es ist zu überlegen, ob nicht ganz allgemein der klimamorphologische Gegensatz zu scharf betont wird, wenn man ihn als q u a l i t a t i v e n Gegensatz ansieht. Nicht Klima o d e r Gestein sind die Bedingungen für die Blockbildung, sondern b e i d e Faktoren wirken zusammen. Sie unterscheiden sich in den einzelnen Klimazonen wahrscheinlich nur in ihrer q u a n t i t a t i v e n Bedeutung.

3. B l o c k b i l d u n g i m B u n t s a n d s t e i n [1)]

Die Blockbildung im Buntsandstein erfolgt unter der Einwirkung anderer Kräfte als im Granit. Hier kann SCHMITTHENNER (1913), SCHOTT (1931) und FEZER (1953, 1957) beigepflichtet werden, die den Einfluß der mechanischen Verwitterung bei der Bildung der Blöcke in den Vordergrund rükken (siehe Einleitung). Lediglich der Zeitpunkt ihrer Entstehung, zumindest der am Trauf gelegenen Blöcke ist strittig. Der Frostwechsel (s.S.63f), der für die Wirkung des Spaltenfrostes entscheidend ist, muß nicht unbedingt auf das Hochglazial der Würmeiszeit beschränkt gewesen sein. Denn wie weiter unten nachgewiesen wird (s.S.74f), hat die Maximalzone der Frostwechselhäufigkeit, d.h. die Zone der wirksamsten Blockbildung, zur Zeit des letzten Hochglazials erheblich tiefer als die Oberkante des gegenwärtigen Buntsandsteintraufs gelegen. Nachfolgende Klimaabschnitte, z.B. das Spätglazial, kommen für die Blockbildung ebenso in Frage wie die Gegenwart, Zeiten, in denen diese Maximalzone den ausstreichenden, blockbildenden Gesteinsschichten näher lag, bzw. liegt.

---

1) siehe Tab. 1.

Diese Frage wird im Zusammenhang mit der Block- und Schutthaldenbildung näher erläutert (s.S. 76).

Mit der Erörterung der Blockbildung ist nur ein Teil der gesamten Blockmeerfrage, wenn auch die umstrittenste, behandelt worden. Die Gesteinstrümmer sind bis zu diesem Zeitabschnitt in den meisten Fällen nur potentiell vorhanden. Das Material für Blockströme und verwandte Bildungen ist bereitgestellt worden. Es kommt nun erst durch die Einwirkung anderer Kräfte an der heutigen Landoberfläche zur Geltung.

4. Oberflächige Entstehung und Verbreitung von Blockmeeren, Blockströmen und verwandten Bildungen

Die Blockmassen des nördlichen Talschwarzwaldes kommen in allen Höhenstufen zwischen 500 und 1000 m[1)] vor. Es ergeben sich zwei Häufungszonen, die den Landschaftsstockwerken entsprechen. Während sich die Blockbildungen im Buntsandstein hauptsächlich auf die Höhen zwischen 800 und 1000 erstrecken, häufen sie sich im Grundgebirge zwischen 600 und 750 m Höhe, reichen jedoch an manchen Stellen weit darunter. Breiten sich doch zum Beispiel die Blockmassen bei Waldulm bis in 350-400 m Höhe herab aus! Auch am Felsberg im Odenwald kann das tiefste Vorkommen in 240 m Höhe beobachtet werden. Die Angaben der Untergrenze für die Blockmassen im Grundgebirge ist daher unsicher. Menschliche Eingriffe haben die ursprüngliche Blockbedeckung verändert.

Die Blockmassen sind im Buntsandsteingebiet zahlreicher und flächiger verbreitet als im Grundgebirge, wo geradlinige und punktförmige Anhäufungen kennzeichnend sind und Blockmeere fehlen.

Nach FEZER (1953, S.58; 1957, Abb.13) liegt das Maximum der Blockmeervorkommen im Nordschwarzwald in Höhen zwischen 700 und 1000 m. Daß Blockbildungen im Buntsandstein häufiger auftreten als im Granit, deckt sich auch

---

1) siehe Tab. 1.

mit meinen Beobachtungen. FEZER ist aber das Maximum der Blockbildungen im Granit entgangen, weil seine Betrachtungen im wesentlichen das Deckgebirge betreffen. Dadurch wird die Angabe von drei (1953), bzw. vier (1957) "Blockmeeren" im Grundgebirge verständlich. Wenn er auch den Begriff "Blockmeer" insofern erweitert, daß er alle Gebilde in die Erörterung einschließt, bei denen die Blöcke wenigstens die Hälfte der Bodenfläche bedecken (1957, S.73), so ist doch die Angabe von 100 (1953, S.57), bzw. 103 (1957, Abb.13) Block"meeren" m.E. zu hoch. Da er auch in seiner Tabelle 3 (1957) nur 32 Blockbildungen aufzählt - die Tabelle umfaßt Blockmeere, Blockströme u n d Blockhalden - muß seine Bezeichnung "Blockmeer" als Sammelbegriff für Blockmassen aller Art aufgefaßt werden.

Im Sinne einer klaren Scheidung zwischen Blockhalden und Blockmeeren ist es jedoch vorzuziehen, diese Blockmassen im Buntsandstein im allgemeinen als Blockhalden zu bezeichnen, da mit dem Begriff des Blockmeers doch bestimmte genetische Vorstellungen verbunden sind (s.S. 6).

Die Höhenverteilung der Blockmassen gibt also bis auf die Abhängigkeit von den zwei Landschaftsteilen Grund- und Deckgebirge keinen Aufschluß über die Regelmäßigkeiten ihrer Verbreitung. Die Bevorzugung einer bestimmten klimatischen Höhenstufe, etwa einer eiszeitlichen Frostschuttzone, ist unwahrscheinlich, da die Untergrenze der Blockbildungen stark schwankt, bzw. nicht mehr festzustellen ist.

Die Verbreitung der Blockbildungen auf Hänge bestimmter Einstrahlungslagen ermöglicht eher eine Aussage über deren oberflächige Entstehung. Die Blockmassen im Grundgebirge verteilen sich vorwiegend auf die Südost-, Süd-, Südwest- und Westexposition. Der Geländebefund deckt sich mit den Angaben FEZERS für den Buntsandstein (1953, S.57 f.). Die Sonnenseite ist dem Wechsel zwischen Tauen und Gefrieren häufiger ausgesetzt als die Schattenseite. Der Frostwechsel wirkt in diesen Expositionen stärker. Die Entstehung von Fließerdeböden in diesen Lagen wird dadurch verständlich. Hier ist die Abtragung stärker.

Die Wanderschuttdecken des Untersuchungsgebietes (s.S. 30f.) entsprechen in ihrem Aussehen den Schilderungen HÖVERMANNS (1949, S.22, Fig.1), der die Fließerden als periglaziale Solifluktionsböden der letzten Kaltzeit deutet[1]: der vergruste Granit geht in eine 1 - 1,20 m mächtige Streifenzone über, deren unteren Teile verschleppt sind (= Hakenschlagen). Über der Streifenzone liegt die in der Mächtigkeit schwankende lehmhaltige Wanderschuttdecke. Diese blockhaltigen Fließerden vermehren den im allgemeinen vorhandenen potentiellen Blockhorizont um eine zweite Schicht, so daß nach der Ausspülung des Lockermaterials dichte Blockmassen an geeigneten Geländefalten zustandegekommen sind. Die Blöcke dieser Wanderschuttdecken geben damit die zeitliche Obergrenze ihrer Bildung an. Sie sind nicht postglazial entstanden.[2]

Die mehrmals erwähnte konvexe Gestalt des Querschnitts im unteren Teil mancher Blockströme und die dachziegelförmige Lagerung der Blöcke könnten ein Hinweis für das "Strömen", für die Eigenbewegung des gesamten Blockstromes sein (gletscherartig?). An den Blockströmen des Felsberges im Odenwald sind beide Erscheinungen besonders klar ausgeprägt. CHELIUS (1896) und KLEMM (1918) stellen jedoch auf Grund anderer Beweise die Lage der Blöcke in situ fest, so daß keine echte Bewegung der Blockströme anzunehmen ist.

Vor allem westlich Ottenhöfen habe ich ebenfalls Blockmassen beobachten können (s.S. 37), bei denen die Verwitterung in situ nachweisbar ist, die also nicht bewegt worden sind[3]. Es ist deshalb notwendig, bewegte und unbewegte Blockmassen zu unterscheiden. Das Bewegungsausmaß ist im Untersuchungsgebiet infolge des einheitlichen Gesteins nicht festzustellen.

---

1) Dagegen MASUCH (1953/54, S.241), die sie als Bildungen älterer Kaltzeiten betrachtet.

2) FEZER (1957, S.69) und ULLMANN (1960, S.243) nehmen auf Grund von Profilen an, daß die solifluidalen Bewegungen vor der Lößablagerung beendet gewesen sein müssen.

3) Nach WILHELMY (1958, S.65, 112, 208): "Pseudoblockströme".

Das heutige **R e l i e f** spielt die entscheidende Rolle bei der Verbreitung der Blockbildungen im nördlichen Talschwarzwald. Aus den Einzelbeschreibungen geht hervor, daß die Gefällswerte der einzelnen Talabschnitte für die Anhäufungsart der Blockmassen verantwortlich sind. Die ausspülende Kraft des Wassers bedingt die oberflächige Gestalt. Diese Tatsache ist allgemein bekannt; denn SCHMITTHENNER (1913, S.13), DEECKE (1935, S.8), KESSLER (1925, S.65) und FEZER (1957, S.74) haben die Blockansammlungen im Nordschwarzwald als ausgespülte Fließerden gedeutet, die im Periglazialklima des Pleistozäns entstanden sind. Es ist selbstverständlich, daß sich die Blockströme in den Rinnen und Mulden der Hänge häufen oder Teile steiler Talschlüsse bedecken. Sogar innerhalb eines Blockstromes können je nach dem Böschungswinkel feinmaterialfreie, blockreiche Abschnitte mit erdreichen, zum Teil waldbedeckten Partien abwechseln. Die Verteilung der Blockstreu und Blockherden auf Hänge geringerer Neigung ohne jüngere Kerbformen ist ebenso klar. Die Umgebung der Felsburgen unterliegt auf Graten und Spornen und an steilen Hängen besonders starker Abtragung, so daß das weitständig geklüftete anstehende Gestein leicht freigelegt werden kann. Nur ein Blockmeer, das durch Frostsprengung entstanden ist, kann im Untersuchungsgebiet beschrieben werden. Es ist schon während der Entstehungszeit arm an Feinmaterial gewesen (FEZER 1957, S.75).

Aber nicht nur die Wanderschuttdecken stellen den potentiellen Blockhorizont für die oberflächigen Blockbildungen dar, sondern auch der vergruste, anstehende Granit kann ausgespült werden (s.S. 37). Auch CHELIUS (1896) und KLEMM (1918) haben bewegte und unbewegte Blockmassen im Odenwald gefunden.

Die oberflächige Herausarbeitung des Formenschatzes kann in der postglazialen Wärmezeit infolge der hohen Niederschläge sehr stark gewesen sein, jedoch gelangen auch heute noch Blockmassen bei kräftiger Ausspülung - z.B. durch Wolkenbrüche - an die Erdoberfläche.

5. Entstehung und Verbreitung der Block- und Schutthalden [1]

Die Voraussetzungen für die Entstehung von Gesteinshalden, ob Block- oder Schutthalden, nämlich freie, steile Wände, die mehr durch lineare Erosion als durch tektonische Bewegungen verursacht wurden (FROMME 1955, S.30), sind im Untersuchungsgebiet gegeben.

Die Block- und Schutthalden des nördlichen Talschwarzwaldes verteilen sich auf bestimmte Höhen[2].

Das Maximum der Blockhaldenverteilung im Grundgebirge ergibt sich westlich des Buntsandsteintraufs (Acher-Bühlott-Gebiet) für die Höhenstufe zwischen 700 und 800 m. Ausnahmen reichen bis nahe 900 und bis unter 500 m Höhe. Im Murgtal liegt diese optimale Bildungszone niedriger, nämlich zwischen 550 und 600 m Höhe. Diese ungleiche Höhenlage der Blockhalden deutet die Abhängigkeit der Verbreitung vom Relief an, denn das Rumpfflächen bildende Grundgebirge sinkt ostwärts ab. Es erreicht westlich des Buntsandsteintraufs Höhen von 800 bis 900 m, im Murgtal - je nach der Lage zum varistisch streichenden Hornisgrindesattel - Höhen zwischen 600 und 700 m. Diese Rumpffläche ist durch die Kerbtäler der Nebenflüsse des Rheins zerschnitten und dadurch zu Terrassen aufgezehrt worden, so daß das Gestein vor allem an den oberen steilen Talhängen Wände bildet. Hier können die Kräfte der physikalischen Verwitterung angreifen und so die Blockbildung verursachen. Bei nahe den Flüssen gelegenen Felsen könnten die Halden sogar durch einfache Hangunterschneidung entstanden sein.

Die Höhenlage der Blockhalden hängt also von der jeweiligen Höhenlage der Talkanten des Grundgebirges ab.

Das schließt an sich nicht aus, daß die Blockhalden nicht schon in geologischer Vergangenheit entstanden sein

---

1) siehe Tab. 3.
2) siehe Abb. 1.

können, nämlich so, daß klimatische Faktoren die beschriebene Reliefabhängigkeit beeinflussen. Die Exposition und die Maximalzone der Frostwechselhäufigkeit könnten die Verbreitung der Blockhalden mitbestimmt haben.

Ihre Expositionsverteilung zeigt ein geringes Übergewicht auf den Süd- und Südwestseiten[1]. Dieses ist jedoch von untergeordneter Bedeutung, weil auch in der Nord-, Nordost- und Ostexposition Blockhalden nicht fehlen. Da auch die allgemeine Hangexposition im Untersuchungsgebiet annähernd gleichmäßig auftritt[2], kann die Expositionsverteilung der Blockhalden unmittelbar ausgewertet werden. Es werden demnach keine bestimmten Einstrahlungslagen bevorzugt.

Die Bildung der scharfkantigen Blöcke verschiedenster Größe ist durch die Einwirkung mechanischer Kräfte erfolgt. Diese sind für die Entstehung der Blockhalden verantwortlich. Die Frostsprengung steht als Agens in unserem Klima an erster Stelle. Es erhebt sich die Frage, ob die Frostsprengung im Untersuchungsgebiet Häufungszonen hat und ob sie entscheidenden Einfluß auf die Verbreitung der Blockhalden im Grundgebirge ausübt.

Für die Erfassung der Frostsprengungsintensität eignet sich am besten die Berechnung der Frostwechseltage, das sind Tage, an denen die Temperatur einmal oder mehrere Male um den Gefrierpunkt schwankt. Durch den häufigen Wechsel zwischen Tauen und Gefrieren wird starke Gesteinssprengung bewirkt. Diese findet jedoch nicht n u r in der Maximalzone der Frostwechselhäufigkeit statt, ist aber in ihrer morphologischen Wirkung in dieser Höhenstufe am stärksten.

Die Aufzeichnung der absoluten Zahl der Frostwechsel im Sinne von HEYER (1938) wäre genauer. Bei der Aus-

---

1) Nach ULLMANN (1960, S.241) kommen die Block- und Schutthalden des Südschwarzwaldes im Sektor Süd bis West besonders häufig vor.

2) Das Übergewicht der Westexposition im Gesamtraum wird durch die nach Westen gerichteten Hänge des Buntsandsteintraufs bedingt. Es muß also bei der Betrachtung des Grundgebirges unberücksichtigt bleiben.

wertung von Thermogrammen, die dazu erforderlich sind, ergeben sich aber Schwierigkeiten: die Registrierstreifen sind unzuverlässig, wenn die Temperaturkurve nicht durch weitere Zahlenwerte erläutert wird.

Wird die Anzahl der Frostwechseltage verwendet, bleiben einige Faktoren unberücksichtigt; z.B. könnten die Bedeutung der Amplitudengröße bei der Schwankung um den Nullpunkt oder die Verweildauer der Temperaturkurve unter oder über der Nullinie für den Aggregatzustand des Wassers wichtig sein. Diese Faktoren sind nicht faßbar und führen sicher nur zu geringfügigen Veränderungen der gefundenen Werte. Der Unterschied zwischen Hütten- und Erdbodentemperatur kann vernachlässigt werden, weil es sich um freie, senkrechte Wände handelt, an denen sich kein Mikroklima ausbildet (LEIDLMAIR 1953, S.27, 29).

Bei der Berechnung der Frostwechseltage wertete ich die Tabellen von 40 Wetterstationen des ganzen Schwarzwaldes aus[1], um die Grundlage zu vergrößern und Fehler zu vermeiden. Durch Anlehnung an den Klimaatlas von Baden-Württemberg (1953), der die Beobachtungsperiode 1881-1930 umfaßt, war es möglich, die Lücke der Wetterbeobachtungen im mittleren Schwarzwald auszugleichen[2].

Die von SCHRÖDER (1912, S.21) für den Schwarzwald berechnete Maximalzone der Frostwechselhäufigkeit bei rund 880 m Höhe hat sich nur in bestimmten Gebieten bestätigt. Ganz allgemein nimmt die Frostwechselhäufigkeit nach den berechneten Werten mit der Höhe - bis etwa 1000 m - zu. Die Hochflächen des Südschwarzwaldes, die vorwiegend zwischen 900 und 1000 m Höhe liegen, haben rund 90 Frostwechseltage im Jahr. Ausnahmen sind Geländeformen, in denen sich Kaltluftseen bilden können, wie z.B. Jostal, Titiseebecken, Tal der Lenzkircher Wutach, Schluchseebecken, Tal der Bernauer Alb. In diesen Hochtälern werden 110 bis 130 Frostwechseltage im Jahr gezählt. Über 1000 m Höhe macht

---

1) Beobachtungsperiode 1955-59 nach den Angaben der Wetterämter Stuttgart und Freiburg/Brsg.

2) siehe Tab. 4 und Abb. 2.

sich ein schwacher Abfall der Anzahl der Frostwechseltage bemerkbar. Der Feldberg mißt an der Gipfelstation (1486 m) nur 84 Frostwechseltage im Jahr; hier wirkt sich eine größere Zahl von Eistagen aus.

Die Hochflächen des Nordschwarzwaldes erheben sich nur im Traufbereich des Buntsandsteins über 900 und 1000 m Höhe. Ostwärts sinken die Höhen auf 800-900 m ab. Diese Flächen erreichen etwa 70 Frostwechseltage im Jahr. Auch hier können in Talräumen Kaltluftseen entstehen: Nagold bei Nagold, Enz bei Wildbad, Murg bei Baiersbronn. In diesen Gebieten wird die Zahl von 90 Frostwechseltagen im Jahr überschritten.

Im nördlichen Talschwarzwald und im mittleren Murgtal gibt es höchstens 60 Frostwechseltage im Jahr. Die kalten Luftmassen können leicht ins Oberrheinische Tiefland abfließen. Die Anzahl der Frostwechseltage nimmt auch hier mit der Höhe zu. Die hohen Werte des Südschwarzwaldes werden aber nur in Ausnahmefällen erreicht. Die Maximalzone der Frostwechselhäufigkeit liegt hier zwischen 900 und 1000 m Höhe.

Die optimale Bildungszone der Blockhalden des nördlichen Talschwarzwaldes deckt sich demnach nicht mit der gegenwärtigen Maximalzone der Frostwechselhäufigkeit. Auch der heutige Zustand vieler Blockhalden, nämlich das Fehlen frischer, unverwitterter Bruchstellen - besonders im Zweiglimmergranit -, starker Flechtenbesatz, Überhandnehmen der Vegetation, deutet Zeiten morphologischer Ruhe an: es sind meist tote Blockhalden. Die gegenwärtige Ruhephase der Blockbildung stimmt mit den Ergebnissen FROMMES aus dem Karwendelgebirge überein (1955, S.99).

Die Blockhalden müssen also älter sein. Wenn man die eiszeitliche Schneegrenze im Nordschwarzwald bei 850 m Höhe[1)] annimmt (FEZER 1957, S.49), deckt sich auch die eiszeitliche Maximalzone der Frostwechselhäufigkeit, die in unseren Breiten etwa 1000 bis 1200 m unter der klimatischen

---

1) Südschwarzwald 950 m wegen geringerer Niederschläge (FEZER a.a.O.).

Schneegrenze liegt (nach LEIDLMAIR 1953, S.29 f.), nicht mit der heutigen Verbreitung der Blockhalden. Die Maximalzone hat bedeutend niedriger gelegen und erst später in der Zeit des Eisrückgangs beim Ansteigen der klimatischen Höhengrenzen - wahrscheinlich im Spätglazial - die Gebiete um 700-800 m Höhe erreicht, wo die Blockhalden liegen. Die genauere Bestimmung dieses Zeitpunktes ist auf Grund des vorliegenden Materials nicht möglich.

Die berechnete rezente Maximalzone der Frostwechselhäufigkeit bei etwa 900 bis 1000 m Höhe deckt sich im übrigen gut mit dem oben genannten Abstandswert zur heutigen klimatischen Schneegrenze, die bei etwa 2050 m Höhe im Nordschwarzwald angenommen wird (FEZER a.a.O.).

Zusammenfassend ergibt sich, daß das Relief die Verbreitung der Blockhalden klar festlegt, so daß irgendwelche klimatische Abhängigkeiten der Blockhalden verbreitung in der Landschaft nicht zum Ausdruck kommen. Die klimatischen Faktoren bestimmen lediglich die Stärke der jeweiligen Blockschutterzeugung[1]. Hinsichtlich des Alters zeigt der Geländebefund, daß heute keine entscheidende Weiterbildung der Blockhalden erfolgt.

Auch die Blockbildung bei Blockströmen und "Blockmeeren" des Buntsandsteingebietes ist daher als eindeutug reliefabhängig anzusehen. Klimatische Faktoren beeinflussen die Verbreitung nicht. FEZER u.a. (s.S. 67), welche die Blockbildung im Buntsandstein als würmeiszeitlich datierten, beachteten ihre mögliche spätglaziale Entstehung nicht.

Im Gegensatz zu den Blockhalden sind im beschreibenden Teil bei den Schutthalden verschiedenartige Bestandteile angeführt worden, die auf eine mindestens zweiphasige Schuttbildung hinweisen. Es spricht alles dafür, daß man die jüngeren Schuttzungen aus kleinstückigem, hellen Material dem rezenten Klima zurechnet. Die ältere Schuttbildungsphase, die gröberes - heute stark verwittertes Material - erzeugt hat, fällt wahrscheinlich in das Spätglazial

---

1) ULLMANN (1960, S.240) stellt dagegen eine Übereinstimmung der Block- und Schutthaldenvorkommen im Südschwarzwald mit der Maximalzone der Frostwechselhäufigkeit zwischen 700 und 1000 m Höhe fest.

oder in das letzte Hochglazial, weil die größeren Gesteinsbrocken nur in einem Klima mit stärkerer Frostverwitterung entstehen können[1].

DEECKE (1935, S.13 f.) vermutet für die Schutthalden des Eckenfelses und des Battert vorquartäres Alter, weil er in 1 bis 1,5 m Tiefe in Hohlräumen braunen Lehm fand, der an Löß erinnert. Korngrößenanalysen wurden nicht angefertigt. Auch bei der Voraussetzung, daß es sich tatsächlich um Löß gehandelt hat, ist doch die zeitliche Einordnung der Schutthalden in ältere Eiszeiten - also vorwürmeiszeitliche - ebenso möglich wie in das Präglazial.

Die rezente Schuttlieferung an den Porphyrschutthalden im Gegensatz zur Ruhephase an den Granitblockhalden wird durch die Anfälligkeit des engständig geklüfteten Quarzporphyrs für die Frostverwitterung hinreichend verständlich.

Die Reutbergwirtschaft hat die Schuttbildungen im Lierbachtal verursacht. Die Schälwaldungen werden alle 12-15 Jahre niedergelegt. Nach diesen Kahlhieben sind die Flächen schutzlos den Regengüssen ausgesetzt und die Verwitterungsdecke wird kräftig ausgespült. Zahlreiche Felsvorsprünge vermehren die Schuttmassen um vereinzelte größere, eckige Blöcke. Seit der Aufforstung mit Fichten in den dreißiger Jahren geht die durch Rodung vom Menschen beeinflußte Schuttbildung stark zurück, weil sich auf den waldbedeckten Flächen, auch steileren Gefälles, der Granitgrus der Verwitterungsdecke besser halten kann (SCHMITTHENNER 1913, S.24, REGELMANN 1934, S.121).

6. Arten der Blockmassen

Im nördlichen Talschwarzwald können Blockbildungen ganz verschiedener Art beobachtet werden. Sie verdanken ihre unterschiedliche Gestalt den mannigfaltigen Bildungsfaktoren. Folgende Arten müssen auseinandergehalten werden:

---

1) Auch ULLMANN (1960, S.242) vertritt diese Auffassung.

A. Natürlich angesammelte Blockmassen

1. Blockmeere

Nur im Buntsandstein, Entstehung der Blöcke durch Spaltenfrost, geringe oder keine Bewegung, von Anfang an ohne Feinmaterial, Lage an Talkanten oder Stufenrändern.
Z.B.: Schwarzkopf, außerdem Angaben FEZERS (1957, Tab.3).

2. Blockströme, Blockstreu und Blockherden

Entstehung der Blöcke durch Spaltenfrost (Buntsandstein) oder durch chemische Verwitterung (Granit), Bewegung in Wanderschuttdecken, Ausspülung des Feinmaterials (= freigelegter Hangschutt), Lage in Rinnen und Mulden (Blockströme) oder am Hang (Blockstreu und Blockherden).
Z.B.: Heidbeermauer (Buntsandstein), Hubershof.

3. Blockmeerartige Bildungen

Nur im Granit, Entstehung der Blöcke durch chemische Verwitterung, Bewegung in Wanderschuttdecken, Nachbrechen an Talleisten junger Bachkerben, Ausspülung des Feinmaterials, noch gelegentliche Verstürzungen.
Z.B.: Seebächle, Hohfelsen.

4. "Pseudoblockströme"

Nur im Granit, Entstehung der Blöcke durch chemische Verwitterung, Blöcke nicht bewegt, Ausspülung des Feinmaterials in situ, verschiedene Lagen.
Z.B.: Bürstenstein (ähnlich: Felsburgen).

5. Block- (und Schutt) -halden

Verschiedene Gesteine, Entstehung des Blockschutts durch Wandverwitterung, Anhäufung unter Felsen und Talwänden.
z.B.: Brennte Schrofen, Eckenfels.

B. Künstlich beeinflußte Blockmassen

1. Von Menschen zusammengetragene Blöcke.
   Z.B.: Untergrenze der Granitblockströme (Edelkastanienwälder), Flur Blaubronn.

2. Durch Rodung freigelegte Blöcke.
   Z.B.: Brandbach.

IV. Zusammenfassung der Ergebnisse

Im nördlichen Talschwarzwald sind Flächen selten. Das Gebiet eignet sich deshalb nicht für die Erhaltung weit ausgedehnter Blockmeere, wie sie aus anderen deutschen Mittelgebirgen geschildert worden sind. Blockströme und blockmeerartige Bildungen sind neben Blockherden, Blockstreu und Felsburgen kennzeichnend für die Anhäufungsart der Blockmassen im Untersuchungsgebiet. Alle Blockbildungen liegen in der Nähe des Buntsandsteinstufenrandes in bestimmten Geländeformen. Sie reichern sich dort an der Erdoberfläche an, wo die ausspülende Kraft des Wassers potentielle Blockdecken vom Feinmaterial befreit hat. Sowohl periglaziale Wanderschuttdecken als auch anstehender, blockig verwitternder Granit sind Lieferanten der heute sichtbaren Blockpackungen. Menschen haben die ursprüngliche Verbreitung der Blockmassen mehrfach verändert.

Die Nähe des Buntsandsteintraufs ermöglicht die nähere zeitliche Bestimmung der Blockbildung. Die Blöcke sind im Grundgebirgsgranit mit ziemlicher Sicherheit erst posttertiär gebildet worden. Die Blockströme sind demnach jünger als gleichartige Vorkommen in anderen deutschen Mittelgebirgen, deren Blockbildung ins Tertiär verlegt wird. Die Blöcke, die aus periglazialen Fließerden stammen, sind spätestens im ausgehenden Eiszeitalter entstanden. Andere Beobachtungen ergeben, daß die rezente chemische Granitverwitterung weiterhin Blöcke erzeugt.

Nur bestimmte Gesteine des Untersuchungsgebietes neigen zu blockartiger Verwitterung: der Schapbachgneis, die Granite und das Hauptkonglomerat sowie der Bausandstein des Buntsandsteins.

Im nördlichen Talschwarzwald erfolgte die Zurundung der Wollsäcke nicht unter der Einwirkung subaerischer Verwitterung, sondern im Boden. Die Korngröße des Gesteins bedingt die Gestalt und die Größe der Blöcke. Die grobkörnigen Granite zerfallen in kleine, kantigere Gesteinstrümmer. Auch fein- bis mittelkörnige Zweiglimmergranite neigen häufig zu blockartiger Verwitterung.

Die Gesteinsbeschaffenheit scheint im kühlhumiden Klima stärkeren Einfluß auf die Art der Blockverwitterung zu haben als in tropischen oder aktischen Breiten, in denen im wesentlichen klimatische Faktoren die Verwitterungsart bestimmen.

Für die Blockbildung im Buntsandstein ist der Spaltenfrost verantwortlich. Die Blöcke sind vor allem während des Spätglazials entstanden. Wirkliche Blockmeere im Sinne der Definition sind auch hier selten.

Die Block- und Schutthalden kommen nur in den steilen Einschnitten junger Kerbtäler, bzw. unter den Talkanten der Grundgebirgsterrasse in muldenartigen, breiteren Tälern vor. An Wänden und Felsvorsprüngen wirkt die Frostsprengung. Sie hat verschieden gestaltete Halden erzeugt.

Die Blockhalden des Grundgebirges erfahren gegenwärtig keine Schuttzufuhr. Die Schutthalden zeigen eine mindestens zweiphasige Schuttbildung. Die jüngere, rezente Phase kann durch die starke Anfälligkeit des Quarzporphyrs für die Frostverwitterung erklärt werden.

Das Relief bestimmt die Verbreitung der Block- und Schutthalden eindeutig. Irgendwelche Faktoren klimatischer Art, wie etwa die Maximalzone der Frostwechselhäufigkeit, beeinflussen sie nicht. Sie wirken sich nur auf die Intensität der Schuttbildung aus.

Weil der nördliche Talschwarzwald außerhalb des Gebietes eiszeitlicher Vergletscherung lag, formten vor allem die Kräfte des periglazialen Klimabereichs sein Relief. In der Gegenwart treten nur an besonders steilen Hängen stärkere Veränderungen auf.

Schrifttum

Ahnert, F.: Die Oberflächenformen des Dahner Felsenlandes. Mitt. d. Pollichia des Pfälz. Vereins f. Naturkunde und Naturschutz, III.Reihe,3.Bd., 116. Vereinsjahr 1955, S.3-1o4.

Andersson, J.G.: Solifluction, a component of subaerial denudation. Journal of Geology 14, 19o6, S.91-112.

Arnold, H.: Periglaziale Abtragung im Eulengebirge. Dissert. Breslau 1938.

Behrmann, W.: Das Klima der Präglazialzeit auf der Erde. Geol. Rdsch. XXXIV, 1944, S.763-776.

Behrmann, W.: Die Oberflächengestaltung des Harzes. Forschungen z. dt. Landeskde., 20, 1913, S.145-246.

Bilharz, A.: Erläuterungen zu Blatt Baden der Geologischen Spezialkarte von Baden. Freiburg 1934.

Blanck, E. und Giesecke, F.: Über Verwitterung und Bodenbildung des Granits auf Spitzbergen. Geol. Rdsch. XXIII a, 1933, S.43-147.

Blanck, E. und Rieser, A.: Über die chemische Veränderung des Granits unter Moorbedeckung. Ein Beitrag zur Entstehung des Kaolins. Chemie der Erde 2, 1925, S.15-48.

Blanck, E., Alten, F., Heide, F.: Über rotgefärbte Bodenbildungen und Verwitterungsprodukte im Gebiet des Harzes. Ein Beitrag zur Verwitterung der Culm-Grauwacke. Chemie der Erde 2, 1926, S.115-133.

Bocht, B.: Über rezente und fossile Granitverwitterung im Gebiet des Harzes. Chemie der Erde XIII, 1940/41, S.104-134.

Braun, G.: Über Bodenbewegungen in Mittel- und Südeuropa. Zeitschr.d.Ges.f.Erdk. Berlin 1912, S.249-250.

Büdel, J.: Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. Erg.-Heft 229 zu Peterm.Geogr.Mitt. 1937.

Büdel, J.: Die quantitative Bedeutung der periglazialen Verwitterung, Abtragung und Talbildung in Mitteleuropa. Verhdlgn.d.III.Int.Quartär-Konferenz Wien 1936, Wien 1938, S.169-172.

Büdel, J.: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geol.Rdsch. XXXIV, 1944, S.482-519.

Büdel, J.: Das System der klimatischen Morphologie. Deutscher Geogr.-Tag München 1948, Landshut 1950, S.65-100.

Büdel, J.: Die "periglazial"-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. Erdk. VII, 1953, S.249-266.

Büdel, J.: Die klimabedingten Verwitterungstypen der Massengesteine nach H. Wilhelmy. "Die Erde", Zeitschr.d.Ges.f.Erdk.Berlin 90, 1959, S. 362-366.

Buri, T.: Ein Jahrhundert Glazialforschung im Schwarzwald. Zeitschr.f.Gletscherkde. 26, 1938, S.70-96.

Chelius, C.: Die Bildung der Felsenmeere im Odenwald. Zeitschr.d.Dt.Geol.Ges. 48, 1896, S.644-651.

Correns, C.W.: Die chemische Verwitterung der Silikate. Die Naturwissenschaften 28, 1940, S.369-376.

Cotta, B.: Karte von Sachsen; geognostische Konstitution des Fichtelgebirges. Neues Jb. f. Mineral., Geognosie, Geol.u.Petrefaktenkde. 11, 1843, S. 171-178.

Deecke, W.: Geologie von Baden. 3 Bde., Berlin 1916-18.

Deecke, W.: Über Blockhalden und Felsenmeere in Baden. Ber.d.Naturforsch.Ges.Frbg. 34, 1935, S.1-19.

Dege, W.: Über Ausmaß und Art der Bewegung arktischer Fließerden. Zeitschr.f.Geomorphologie 11, 1943, S.318-329.

Der Felsberg im Odenwald. Mit geologischen und archäologischen Beiträgen über die Entstehung der Felsenmeere und die Technik der römischen Granitindustrie. Herausgegeben von W. Jorns. Amt für Bodendenkmalpflege i. Reg.-Bez. Darmstadt H.1, 1959 (mit einer Karte 1:2000 von W.Weyrauch).

Dücker, A.: Über Strukturböden im Riesengebirge. Ein Beitrag zum Bodenfrost- und Lößproblem. Zeitschr. d.Dt.Geol.Ges. 89, 1937, S.113-129.

Ebert, A.: Beiträge zur Kenntnis der prätertiären Landoberfläche im Thüringerwald und Frankenwald. Jb.d.Preuß.Geol.Landesanstalt XXXXI, 1920, Teil I, S.392-470.

Engelmann, G.: Das Blockfeld unterhalb der Bärlöcher im Moränengelände des Riesengebirges "Wanderer im Riesengebirge" 1927, S.54-57.

Erdmannsdörffer, O.H.: Über Blockströme am Ostrand des Blockengranitgebietes. Jahresber.d.Niedersächs. Geol.Vereins VII, 1914, S.53-58.

Fezer, F.: Schuttmassen, Blockdecken und Talformen im nördlichen Schwarzwald. Göttinger Geogr.Abhdlgn. 14, 1953, S.45-77.

Fezer, F.: Blockstrom und Felsenmeer. "Schwarzwald" 85, 1954, S.123-124.

Fezer, F.: Eiszeitliche Erscheinungen im Nordschwarzwald. Forschungen z.dt.Landeskde. 87, 1957.

Fliedner, D.: Geomorphologische Untersuchungen im nördlichen Odenwald. Forschungen z.dt.Landeskde. 92, 1957.

Flohr, E.F.: Alter, Entstehung und Bewegungserscheinungen der Blockmeere im Riesengebirge. Veröff.d. Schles.Ges.f.Erdk.u.d.Geogr.Inst.d.Univ. Breslau 1934, S.395-418.

Flohr, E.F.: Beobachtungen über die Bahnen der Schneeschmelzwässer im Riesengebirge. Ein Beitrag zum Problem der Blockrinnen ("Steinstreifen"). Zeitschr.d.Ges.f.Erdk.Berlin 1935, S.353-369.

Frank, M.: Erläuterungen zu Blatt Loffenau der Geologischen Spezialkarte von Württemberg. Stuttgart 1936.

Fränzle, O.: Glaziale und periglaziale Formbildung im östlichen Kastilischen Scheidegebirge. Bonner Geogr.Abhdlgn. 26, 1959.

Frebold, G.: Die Oberflächengestaltung des Brockengebietes. Jb.d.Geogr.Ges.Hannover 1932/33, S.89-119.

Freise, W.: Das Nebeneinandervorkommen der Bildung von Kaolin und Tonerde aus Granit und Gneis. Chemie der Erde 10, 1936, S.311-342.

Friedel, H.: Beobachtungen an den Schutthalden der Karawanken. Carinthia II 125, 1935, S.21-33.

Fromme, G.: Kalkalpine Schuttablagerungen als Elemente nacheiszeitlicher Landschaftsformung im Karwendelgebirge. Veröff.d.Museums Ferdinandeum 35, 1955, S.5-130.

Gellert, J.F.: Geomorphologische Studien und Probleme im Schwarzwald. Ber.d.Naturforsch.Ges.Frbg./Brsg. 31, 1931, S.117-159.

Gellert, J.F.: Diluvialer Frostboden in Oberbaden. Zeitschr.d.Dt.Geol.Ges. 85, 1933, S.454.

Götzinger, G.: Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Pencks Geogr.Abhdlgn. 9, 1907, H. 1.

Gradmann, R.: Süddeutschland. 2 Bde., Stuttgart 1931.

Häberle, D.: Wannen-, schüssel-, napf- und kesselförmige Verwitterungserscheinungen des Pfälzer Waldes. Geol. Rdsch. XXIII a, 1933, S.167-186.

Hader, F.: Klimazahlen zur Beurteilung der alpinen Frostverwitterung. Mitt.d.Geogr.Ges.Wien 97, 1955, S.26-34.

Hauck, F.: Morphologie des kristallinen Odenwaldes. Verhdlgn.d.Naturhist.-Medizin.Vereins zu Heidelberg N.F. X, 1909, S.233-334.

Hempel, L.: Konvergenzen und Oberflächenformen unter dem Einfluß verschiedener klimatischer Kräfte (Ein Problem der klimatischen Morphologie). Deutsche Geogr.Blätter 47, H.3/4, 1955, S.188-200.

Hempel, L.: Eiszeitklima und Gesteinsstruktur - Ihre Bedeutung für die asymmetrischen Talformen im Buntsandstein. Eiszeitalter und Gegenwart 9, 1958, S.49-60.

Hempel, L.: Über Verwitterung und Abtragung im Granit Nordostspaniens. Neues Jb.f.Geol.,Paläontol.u.Mineral. 5, 1958, S.227-233.

Hempel, L.: Jüngste Entwicklungen und gegenwärtiger Stand der geomorphologischen Forschung in Deutschland. Ber.z.dt.Landeskde. 22, 1959, H.2, S.224-242.

Heybrock, W.: Die Eiszeit im Nordschwarzwald. Naturwiss. Rdsch. 9, 1956, S.474-476.

Heyer, E.: Die Frostwechselzahlen in Luft und Boden. Gerlands Beitr.z.Geophysik 52, 1938, S.68-122.

Högbom, B.: Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen. Bull.Geol. Inst.Upsala IX, 1908/09, S.41-59.

Högbom, B.: Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull.Geol.Inst.Upsala XII, 1913/14, S.257-390.

Högbom, B.: Beobachtungen aus Nordschweden über den Frost als geologischer Faktor. Bull.Geol.Inst.Upsala XX, 1927, S.243-280.

Hövermann, J.: Morphologische Untersuchungen im Mittelharz. Göttinger Geogr.Abhdlgn. H.2, 1949.

Hövermann, J.: Zur Altersdatierung der Granitvergrusung. Neues Archiv f. Niedersachsen Bd.4, H.18, 1950, S.489-491.

Hövermann, J.: Die Periglazialerscheinungen im Harz. Göttinger Geogr.Abhdlgn. H.14, 1953, S.7-44.

Hövermann, J.: Studien über die Genesis der Formen im Talgrund südhannoverscher Flüsse. Nachr.d.Akad. d.Wiss.Göttingen, mathem.-physik.Kl.IIb, 1953, Nr.1, S.1-14.

Hundt, R.: Die Eiszeit im Frankenwalde. Centralbl.f. Mineral. 1913, S.146-154.

Jaeschke, J.: Zur postglazialen Waldgeschichte des nördlichen Schwarzwaldes. Beih.z.Botan.Centralbl. 51, Abtlg.2, 1934, S.527-565.

Jessen, O.: Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie. Zeitschr.d.Ges.f.Erdk.Berlin, 1938, S.36-49.

Kellersohn, H.: Untersuchungen zur Morphologie der Talanfänge im mitteleuropäischen Raum. Kölner Geogr. Arb. H.1, 1952.

Kessler, P.: Das eiszeitliche Klima und seine geologischen Wirkungen im nicht vereisten Gebiet. Stuttgart 1925.

Kinzl, H.: Beobachtungen über Strukturböden in den Ostalpen. Peterm.Geogr.Mitt. 1928, S.261-265.

Klaer, W.: Verwitterungsformen im Granit auf Korsika. Erg.-H. 261 zu Peterm.Geogr.Mitt. 1956.

Klaer, W.: Beobachtungen zur rezenten Schnee- und Strukturbodengrenze im Hochlibanon. Zeitschr.f. Geomorphologie N.F.1, 1957, S.57-70.

Klemm, G.: Über die Entstehung der "Felsenmeere" des Felsberges und anderer Orte im Odenwald. Notizbl. d.Ver.f.Erdk. Darmstadt 1918, V.Folge, 3.H., S.3-11.

Klimaatlas von Baden-Württemberg. Bad Kissingen 1953.

Klimakunde des Deutschen Reiches. Bd.II: Tabellen, Berlin 1939.

Klimaszewski, M.: Bemerkungen und Gedanken zu Studien über die Periglazialerscheinungen in Mitteleuropa. Zeitschr.f.Geomorphologie N.F.3, 1959, S.47-62.

Klute, F.: Die Schneereste des Schwarzwaldes im Frühsommer und die Beziehungen ihrer Lage zu den Stellen ehemaliger Vergletscherung. Dissert.Frbg./ Brsg. 1911.

Klute, F.: Strukturboden in deutschen Mittelgebirgen. Peterm. Geogr. Mitt. 1922, S.57.

Koegel, L.: Hochalpine Schuttlandschaften. Mitt.d.Geogr. Ges.München 34, 1942/43, S.221-250.

Köppen, W. und Wegener, A.: Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berlin 1924.

Kraus, E.: Über Block- und Felsbildungen in Deutschland und ihre Bedeutung für die Erschließung des Vorzeitklimas. Geol.Archiv 1, 1923, S.109-121.

Krumme, O.: Frost und Schnee in ihrer Wirkung auf den Boden im Hochtaunus. Rhein-Mainische Forschgn. H.13, 1935.

Lautensach, H.: Granitische Abtragungsformen auf der Iberischen Halbinsel und in Korea, ein Vergleich. Peterm.Geogr.Mitt. 1950, S.187-196.

Lehmann, O.: Über die morphologischen Folgen der Wandverwitterung. Zeitschr.f.Geomorphologie 8, 1933/ 35, S.93-99.

Leidlmair, A.: Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Schlickertal (Stubai). Veröff.d.Museums Ferdinandeum 32/33, 1952/53, S.14-33.

Leppla, A.: Über Schuttbildungen im Bereich des Taunusquarzites. Jb.d.Kgl.Preuß.Geol.Landesanstalt XV, 1894, S.38-45.

Liehl, E.: Morphologische Untersuchungen zwischen Elz und Brigach (Mittelschwarzwald). Ber.d.Naturforsch. Ges.Freiburg 34, 1935, S.95-212.

Lozinski, W.v.: Der diluviale Nunatak des polnischen Mittelgebirges. Zeitschr.d.Dt.Geol.Ges. 61, 1909, S.447-454.

Lozinski, W.v.: Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. Congr.Geol.Internat., Compte Rendu, XI.Session 1910, Stockholm 1912, Bd. II, S.1039-1053.

Machatschek, F.: Geomorphologie. Stuttgart 1954.

Martin, E.: Bodenflußerscheinungen im Frankenwald und im Vogtland. Drygalski-Festschrift München 1925, S.229-238.

Masuch, K.: War die periglaziale Fließerde die Ursache des Gesteinsverzuges in den deutschen Mittelgebirgen? Wiss.Zeitschr.d.Humboldt-Univ. Berlin (A) Mathem.-naturwiss.Reihe Nr.3, Jg .III, 1953/54, S.235-241.

Maull, O.: Handbuch der Geomorphologie. 2.Aufl., Wien 1958.

Meinecke, F.: Granitverwitterung, Entstehung und Alter der Granitklippen. Zeitschr.d.Dt.Geol.Ges. 1909, 1957, S.483-498.

Mensching, H.: Die Entstehung der Aulehmdecken in Nordwestdeutschland. Proceedings of the Third International Congress of Sedimentology, Groningen-Wageningen 1951, S.193-210.

Meyer-Harrassowitz, H.L.F.: Klimazonen der Verwitterung und ihre Bedeutung für die jüngste geologische Geschichte Deutschlands. Geol.Rdsch. VII, 1957, S.193-248.

Meyer-Harrassowitz, H.L.F.: Die Blockfelder im östlichen Vogelsberg. Ber.d.Niederrh.Geol.Vereins 1916, Bonn 1918, S.29-49.

Morawetz, S.O.: Beobachtungen an Schutthalden, Schuttkegeln und Schuttflecken. Zeitschrf.f.Geomorphologie 7, 1932/33, S.25-43.

Mortensen, H.: Blockmeere und Felsburgen in den deutschen Mittelgebirgen. Zeitschr.d.Ges.f.Erdk.Berlin 1932, S.279-287.

Mortensen, H.: Das morphologische Härteverhältnis Hornfels-Granit im Harz (südliches Brockenmassiv). Ein Beitrag zur Morphologie des Hochharzes. Nachr. d.Akad.d.Wiss.in Göttingen, mathem.-physik. Kl., 1948, H.1, S.8-20.

Murawski, H.: Beispiele für die Wirkungsabhängigkeit mechanischer Kräfte von der Gesteinsbeschaffenheit. Zeitschr.f.Geomorphologie N.F.2, 1958, S.1-11.

Neef, E.: Zur Genese des Formenbildes der Rumpfgebirge. Peterm.Geogr.Mitt. 1955, S.183-192.

Ouvrier, H.: Beiträge zur Morphologie des hohen Riesengebirges. Veröff.d.Schles.Ges.f.Erdk.u.d.Geogr. Inst.d.Univ.Breslau 17. H., 1933.

Ouvrier, H.: Blockmeere und Strukturböden im Riesengebirge. "Wanderer im Riesengebirge" 1932, S.120-122.

Partsch, J.: Die Eiszeit in den Gebirgen Europas zwischen dem nordischen und dem alpinen Eisgebiet. Geogr.Zeitschr. 10, 1904, S.657-665.

Passarge, S.: Die Vorzeitformen der deutschen Mittelgebirgslandschaften. Peterm.Geogr.Mitt. 1919, S.41-46.

Penck, A.: Das Klima der Eiszeit. Verhdlgn.d.III.Int. Quartär-Konf. Wien 1936, Wien 1938, S.83-97.

Penck, W.: Die morphologische Analyse. Stuttgart 1924.

Pfannenstiel, M.: Die Vergletscherung des südlichen Schwarzwaldes während der Rißeiszeit. Ber.d. Naturforsch.Ges.Freiburg 48, 1958, S.231-272.

Philippson, A.: Grundzüge der allgemeinen Geographie. Bd.II, 2.Aufl., Leipzig 1931.

Piller, H.: Über den Verwitterungszustand des Granitgruses nördlich Andreasberg. Heidelberger Beiträge zur Mineral.u.Petrogr. II, 1951, S.498-522.

Pippan, H.: Über den Verwitterungszustand des Granitgruses vom Fliegenberg westlich Thiersheim (Fichtelgebirge) mit besonderer Berücksichtigung der Schwerminerale. Heidelberger Beiträge zur Mineral.u.Petrogr. IV, 1954, S.151-162.

Pippan, T.: Geologisch-morphologische Untersuchungen im westlichen oberösterreichischen Grundgebirge. Sitzungsber.d.Österr.Akad.d.Wiss.,mathem.-naturwiss.Kl.,Abtlg.1, 64, 1955, S.335-365.

Pittelkow, J.: Blockschuttbildungen im Teutoburger Wald und in lippischen Bergland. Geogr.Wochenschr. 1, 1933, S.721-727.

Piwowar, A.: Über Maximalböschungen trockener Schuttkegel und Schutthalden. Vierteljahresschr.d.Naturforsch.Ges.Zürich 48, 1903, S.335-359.

Poser, H.: Die Oberflächengestaltung des Meißnergebietes. Jb.d.Geogr.Ges.Hannover für 1932/33, S.121-177.

Poser, H.: Boden- und Klimaverhältnisse während der Würmeiszeit. Erdkunde II, 1948, S.53-68.

Poser, H.: Klimamorphologische Probleme auf Kreta. Zeitschr.f.Geomorphologie N.F.1, 1957, S.113-142.

Quiring, H.: Die periglazialen Blockströme (Erdgletscher) am Nordrand des Hohen Westerwaldes. Jb.d. Preuß.Geol.Landesanstalt 49, 1928, Teil I, S. 619-633.

Ramdohr, P.: Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie. Stuttgart 1942.

Rapp, A.: Studien über Schutthalden in Lappland und auf Spitzbergen. Zeitschr.f.Geomorphologie N.F.1, 1957, S.179-200.

Rathsburg, A.: Ortsfremder fossiler Schutt auf dem Erzgebirgskamm. Firgenwald 9, 1936, S.113-118.

Regelmann, K.: Erläuterungen zu Blatt Enzklösterle der Geologischen Spezialkarte von Württemberg. 2.Aufl., Stuttgart 1934.

Regelmann, K.: Erläuterungen zu Blatt Enzkösterle der Geologischen Spezialkarte von Württemberg. 2.Aufl., Stuttgart 1934.

Rodler, A.: Die vertikale Verteilung der Temperaturschwankungen um den Frostpunkt in der Schweiz. Zeitschr.d.Österr.Ges.f.Meteorologie 20, 1185, S.4-8.

Rondeau, A.: Les "Boules" du granite. Zeitschr.f.Geomorphologie N.F. 2, 1958, S.211-229.

Salomon, W.: Die Bedeutung der Solifluktion für die Erklärung deutscher Landschafts- und Bodenformen. Geol.Rdsch.VII, 1917, S.30-41.

Salomon, W.: Felsenmeere und Blockstreuungen. Sitzungsber.d.Heidelberger Akad.d.Wiss., mathem.-naturwiss.Kl. 1926, 12.Abhdlg.

Sauer, A.: Erläuterungen zu Blatt Gengenbach der Geologischen Spezialkarte des Großherzogtums Baden. Heidelberg 1894.

Scharlau, K.: Periglaziale und rezente Verwitterung und Abtragung in den hessischen Basaltberglandschaften. Erdkunde VII, 1953, S.99-110.

Scheu, E.: Die Bedeutung der Schuttuntersuchung für die Erklärung der Landformen. Naturwiss. Wochenschr. N.F. 19, 1920, S.577-582.

Schick, M.: Zur Altersstellung der Granitvergrusung im Harz. Mitt.d.Geogr.Ges.Wien 98, 1956, S.209-212.

Schick, M.: Fragen des periglazialen Formenschatzes im Harz (Ramberggebiet). Zeitschr.f.Geomorphologie N.F. 2, 1958, S.101-110.

Schmid, J.: Hydrologische und kleinmorphologische Studien am Schwarzwaldrand. Dissert. Freiburg/Brsg. 1924.

Schmid, J.: Der Bodenfrost als morphologischer Faktor. Heidelberg 1955.

Schmidle, W.: Gletscherartige Schuttströme während der Eiszeit in den Schwarzwaldtälern. "Mein Heimatland" XX, 1933, H.5-6, S.179-186.

Schmidt, M.: Über Glazialbildungen auf Blatt Freudenstadt. Mitt.d.Geol.Abtlg.d.Württ.Statist. Landesamtes, Nr.1, 1907, S.1-41.

Schmitthenner, H.: Die Oberflächengestaltung des nördlichen Schwarzwaldes. Abhdlgn.z.Bad.Landeskde. H.2, 1913.

Schmitthenner, H.: Die Oberflächenformen des nördlichen Schwarzwaldes. Geogr.Zeitschr. 33, 1927, S. 186-193.

Schott, C.: Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. Forschungen z.dt.Landeskde.29, 1931.

Schottler, W.: Der Vogelsberg, sein Untergrund und Oberbau. Deutsche Heimatgeologie 12.H., 1920.

Schrepfer, H.: Oberflächengestalt und eiszeitliche Vergletscherung im Hochschwarzwald. Geogr.Anzeiger 27, 1925, S.197-209.

Schröder, P.: Über die vertikale Verteilung der Temperaturschwankungen um den Frostpunkt in Mitteleuropa. Dissert. Leipzig 1912.

Soergel, W.: Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. Berlin 1921.

Stamm, K.: Schuttbewegungen. Geol.Rdsch. II, 1911, S. 162-177.

Stamm, K.: Glazialspuren im Rheinischen Schiefergebirge. Verhdlgn.d.Naturhist.Ver.d.preuß.Rheinlde.u. Westfalen 69, 1912, Teil I, S.182.

Stiny, J.: Neigungswinkel von Schutthalden. Zeitschr.f. Geomorphologie 1, 1926, S.60-61.

Stoye, K.: Beobachtungen von Verwitterungserscheinungen und Bodenbewegungen in den deutschen Mittelgebirgen. Peterm.Geogr.Mitt. 1922, S.4.

Tarnuzzer, C.: Die Schuttfacetten der Alpen und des hohen Nordens. Peterm.Geogr.Mitt. 1911, S.262-264.

Thürach, H.: Erläuterungen zu Blatt Heidelberg der Geologischen Spezialkarte des Großherzogtums Baden. 3.Aufl., Heidelberg 1918.

Troll, C.: Die Frostwechselhäufigkeit in den Luft- und Bodenklimaten der Erde. Meteorol.Zeitschr. 60, 1943, S.161-171.

Troll, C.: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geol.Rdsch. XXXIV, 1944, S.545-695.

Troll, C.: Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. Erdkunde I, 1947, S.162-175.

Troll, C.: Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. Erdkunde II, 1948, S.1-22.

Ullmann, R.: Verwitterungsdecken im südlichen Schwarzwald, Ber.d.Naturforsch.Ges.Freiburg 50, 1960, S.197-245.

Voelcker, I.: Über das Alter der Felsenmeere in den deutschen Mittelgebirgen. Bad.Geol.Abhdlgn. IV, 1932, S.41-42.

Wagner, G.: Über das Zurückweichen der Stufenränder in Schwaben und Franken. Jahresber.u.Mitt.d. Oberrhein.Geol.Vereins 1924, S.170-175.

Wagner, G.: Junge Krustenbewegungen im Landschaftsbilde Süddeutschlands. Öhringen 1929.

Wagner, G.: Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands. 2.Aufl., Öhringen 1950.

Weber, H.: Blockbildung und Oberflächenformen des Granits im Thüringerwalde. Zeitschr.f.Geomorphologie 11, 1943, S.330-336.

Weyl, R.: Blockmeere in der Cordillera Central von Santo Domingo (Westindien). Zeitschr.d.Dt.Geol. Ges. 92, 1940, S.173-179.

Wilhelmy, H.: Klimamorphologie der Massengesteine. Braunschweig 1958.

Williams, J.E.: Chemical Weathering at low Temperatures. Geogr. Review 39, 1949, S.129-135.

Zienert, A.: Die Großformen des Schwarzwaldes. Forschungen z.dt.Landeskde. 128, 1961.

K a r t e n

1. Topographische Karte von Baden-Württember 1:25.000

7215 Baden-Baden	7415 Seebach/Obertal-
7216 Gernsbach/Loffenau	Kniebis
7314 Bühl	7416 Baiersbronn
7315 Bühlertal	7514 Gengenbach
7316 Forbach/Enzklösterle	7515 Oppenau
7414 Oberkirch	7516 Freudenstadt

2. Geologische Spezialkarte von Baden 1:25.000

7215 Baden-Baden
7315 Bühlertal
7514 Gengenbach
7515 Oppenau

3. Geologische Spezialkarte von Württenberg 1:25.000

7216 Loffenau
7316 Enzklösterle
7415 Obertal-Kniebis
7416 Baiersbronn
7516 Freudenstadt

4. Geologische Übersichtskarte von Baden-Württemberg 1:200.000
   1 Nordwestblatt
   3 Südwestblatt

5. Geologische Übersichtskarte von Südwestdeutschland 1:600.000

Tabelle 1

BLOCKMEERE und BLOCKSTRÖME

Örtlichkeit	Blatt	Art	Höhe m	Exp.	Neig. in Grad	Gestein	Korngröße	Block-gestalt	Blockgröße bis zu cm
Seebächle	Obertal	meerartig	68o- 7oo	W	2o	Gm	fein	kantenrd.	5o
Seebächle	Obertal	meerartig	69o- 71o	W	22	Gm	fein	kantenrd.	5o
Seebächle	Obertal	meerartig	7oo- 74o	SO	25	Gm	fein	kantenrd.	5o
N Achert	Obertal	Strom	64o-69o	SW	1o-26	Gm	fein	kantenrd.	5o
Hohfelsen	Obertal	meerartig	75o- 77o	S	3o	Gm	fein	kantenrd.	1oo
Hohfelsen	Obertal	Ströme	85o- 87o	S	33	Gm	fein	kantenrd.	1oo
Hubershof	Obertal	Ströme	56o- 69o	S	26	Gm	fein	kantenrd.	4o-5o
Deckershof	Obertal	Strom	55o- 9oo	S	19	Gm	fein	kantenrd.	4o-5o
Tannenteich	Obertal	Ströme	56o- 67o	SW	19-25	Gm	fein	kantenrd.	5o
Schwarzkopf	Obertal	Meer	1o4o-1o5o	W	1o-15	sm		eckig	versch.
Altsteige	Obertal	Strom	95o-1o2o	W	22	sm, smc^2		eckig	versch.
Heidbeermauer	Obertal	Ströme	83o- 94o	W	33	sm, smc^2		eckig	versch.
Brigittenschl.	Bühl	Strom	38o- 65o	SW	1o-18	G	grob u. fein	rund u. eckig	1oo-6oo
Glashütte	Bühlertal	Strom	545- 6o5	SSW	12-15	Gm	mittel	kantenrd.	versch.
Pottaschmatt	Bühlertal	Strom	71o- 77o	NW	15	Gm	grob	rund	3oo

Tabelle 2

BLOCKSTREU und BLOCKHERDEN

Örtlichkeit	Blatt	Höhe m	Gestein	Korngröße	Blockgestalt	Blockgröße[1] cm
Brandbach	Obertal	700-880	Gm	fein	kantenrund	50
Bustert	Obertal	650-900	Gm	fein	kantenrund	50-100
Lenderswald	Obertal	650-900	Gm	fein	kantenrund	50-100
Bosenstein	Obertal	750-800	P,Gm	versch.	eckig	versch.
Blaubronn Buchwald Eckelsmatt	Oberkirch	350-500	G	grob	rund	100-400
N Ottenhöfen Buchwald Muttert Oberer Bach Atzelbach Käferwald	Oberkirch	450-600	G	grob	rund	100-300
Simmersbach	Oberkirch	450-500	G	grob	rund	100-200
Allerheiligensteig	Oberkirch	400-450	G	grob	rund	300
Spielbach	Enzklösterle	um 500	Gm	grob	rund	100
Schwarzenbach	Enzklösterle	um 600	Gm	mittel	kantenrund	100

[1] Vorherrschende Ausmaße.

Tabelle 3

BLOCK- und SCHUTTHALDEN

Örtlichkeit	Blatt	Höhe m	Exp.	Neig.	Gest.	Veget.	Zustand
Gr.Schrofen	Obert.	770-800	S	27°	Gm,Gp	Büsche	Ruhe
Gr.Schrofen	Obert.	800-880	S	27	Gm,Gp	Büsche	Ruhe
Gr.Schrofen	Obert.	830-890	S	27	Gm,Gp	Büsche	Ruhe
Brennte Schrf.	Obert.	700-790	SSW	2o	Gm	Büsche	Ruhe
Scherzenfelsen	Obert.	670-700	WNW	12	Gm	Bäume	Bewegung
Scherzenfelsen	Obert.	670-740	NO	24	Gm	Büsche	Ruhe
Scherzenteich	Obert.	700-760	NO	18	Gm	frei	Ruhe
Bustert-Wolfsb.	Obert.	65o-850	SO	20	Gm	frei	Bewegung
Hohfelsen	Obert.	65o-800	SW	24	Gm	frei	Bewegung
Steinige Höhe	Bühlert.	700-800	O	25	Gm	frei	Bewegung
Stein-,Otterh.	Obert.	550-700	SO	30	Gm,gnr	frei	Bewegung
Sesselfelsen	Oberki.	500-550	OSO	23	P	frei	Bewegung
Gottschläg	Obert.	650-800	S	30	P	frei	Zuwachs
Hirschfelsen	Bühlert.	700-770	SW	20	gns	Bäume	Ruhe
Omerskopf	Bühlert.	850-870	W	25	gns	Bäume	Ruhe
Bielenst/Hardtf.	Bühl	460-560	W	18	gns	frei	Ruhe
Eckenfels	Oppen.	450-600	S	30	P	frei	Zuwachs
Kriesbaumkopf	Obert.	750-770	SW	25	Gm,Gp	Bäume	Ruhe
Battert	Baden-B.	400-530	S	30	Pc	frei	Zuwachs
Lanzenfels	Baden-B.	400-570	SO	22	Gm	frei	Ruhe
Verlobungsf.	Enzklö.	450-540	SW	38	Gm	frei	Zuwachs
Schloßfelsen	Enzklö.	550-640	NO	24	Gm	Bäume	Ruhe
Saulöcher	Enzklö.	450-700	O	3o	Gm	Bäume	Ruhe
Sanberg	Enzklö.	570-700	NO	25	Gm	frei	Zuwachs
Lachenfels	Enzklö.	550-700	SW	30	Gm	frei	Zuwachs
Hornberg	Enzklö.	520-650	S	24	Gm	frei	Ruhe
Kauersbachberg	Enzklö.	450-500	SO	25	Gm	Büsche	Ruhe
Latschig	Enzklö.	600-720	N	20	Gm	frei	Ruhe
Hohe Schar	Loffen.	550-700	SW	28	Gm	Büsche	Ruhe
Illert	Loffen.	410-450	NO	17	Gm	frei	Ruhe
Bockstein	Loffen.	480-500	N	21	Gm	Büsche	Ruhe
Brenntenwald	Loffen.	540-600	SSW	20	Gm	Bäume	Ruhe

Tabelle 4

Anzahl der FROSTWECHSELTAGE (1955-59

Wetterstation	Höhe m	Lage	Jahres-Mit.	Langj.Mit.
Gengenbach	175	Tal	59,4	58,9
Bühlertal	190	Tal	66,2	
Baden-Baden	220	Tal	65,6	67,2
Pforzheim	256	Tal	88,0	81,0
Wolfach (1958-59)	265	Tal	69,5	
Rheinfelden	286	Tal	60,0	
Nordrach	306	Tal	86,2	
Bad Liebenzell	322	Tal	89,8	
Waldshut	324	Tal	68,0	
Schopfheim	375	Tal	80,4	
Nagold	403	Tal	106,0	
Badenweiler	412	Hang	63,8	52,8
Herrenalb-Gaistal	431	Tal	91,6	
Wildbad-Stadt	453	Tal	102,2	80,3
Obermünstertal (1957-59)	547	Tal	72,4	
Baiersbronn	573	Tal	102,2	
Schömberg bei Calw	620	Hochfl.	76,2	
Triberg	683	Tal	85,4	
Freudenstadt-Stadt	710	Hochfl.	77,6	87,0
Dobel	710	Hochfl.	74,4	
Hottingen bei Säckingen	712	Tal	70,2	
Villingen	715	Tal	137,8	113,5
Wildbad-Sommerberg	726	Hochfl.	67,6	
Königsfeld bei St.Georgen	767	Hochfl.	98,6	
St. Blasien	785	Tal	138,0	111,8
Freudenstadt-Kienberg	798	Hochfl.	70,0	
Neustadt/Schww.	807	Hocht.	130,6	
Lenzkirch	810	Hocht.	137,9	
Titisee (1956-59)	865	Hocht.	119,8	
Menzenschwand	885	Hocht.	131,5	
Hinterzarten	886	Hocht.	126,8	
Kniebis	904	Hochfl.		83,2
Friedenweiler (1956-59)	950	Hochfl.	96,7	

1) 1890-1930

T a b e l l e 4 (Fortsetzung)

Wetterstation	Höhe m	Lage	Jahres-Mit.	Langj.Mit.
Schluchsee	960	Hocht.	125,2	
Höchenschwand	1000	Hochfl.	84,8	
Urberg beiSt.Blas.(57-59)	1000	Hochfl.	88,8	
Waldau-Jostal	1005	Hocht.	92,3	
Todtnauberg	1030	Hochfl.		95,6
Hornisgrinde	1140	Hochfl.	77,6	
Feldberg	1486	Gipfel	84,0	

B o d e n p r o b e n (Tabelle 5)

(Ergebnis der Untersuchungen im Physisch-Geographischen Laboratorium der Universität Amsterdam)

Sandgrube "Tannenteich", 560 m NN, oberes Achertal (s.S. 33):

Probe I: Zweiglimmergranit; vergrustes, anstehendes Gestein.

Probe II: Zweiglimmergranit; solifluidale Streifenzone.

Probe III: Blockhaltige lehmig-sandige Wanderschuttdecke.

Sandgrube "Bürstenstein", 520 m NN, unteres Achertal (s.S. 37):

Probe IV: Biotitgranit; vergrustes, anstehendes Gestein.

Probe V: Lehmiges Material, das in den Klüften des vergrusten, anstehenden Biotitgranits liegt.

1. Korngrößenanalyse:

(Anteile der Fraktionen in Prozent)

Probe	unter 2 Mikron	2-16 Mikron	16-32 Mikron
I	1,2	5,5	0,9
II	3,5	6,1	2,3
III	11,2	15,7	11,4
IV	3,7	2,4	1,1
V	7,1	7,0	3,7

2. Anteile der Mineralien an der Tonfraktion (unter 2 Mikron) in Prozent:

	Illit	Kaolinit	Quarz
I	45	50	3-5
II	55	40	5
III	70	20	10
IV	40-50	50	2-3
V	50	45	5

3. Nach der Farbskala von MUNSELL ergeben sich folgende Werte:

Ia	7 1/2 YR 8/4
Ib	7 1/2 YR 7/4
II	5 YR 7/4
III	10 YR 7/4

IV und V sind nicht zu bestimmen.

HÖHEN- UND EXPOSITIONSVERTEILUNG DER BLOCK - BILDUNGEN IM GRUNDGEBIRGE

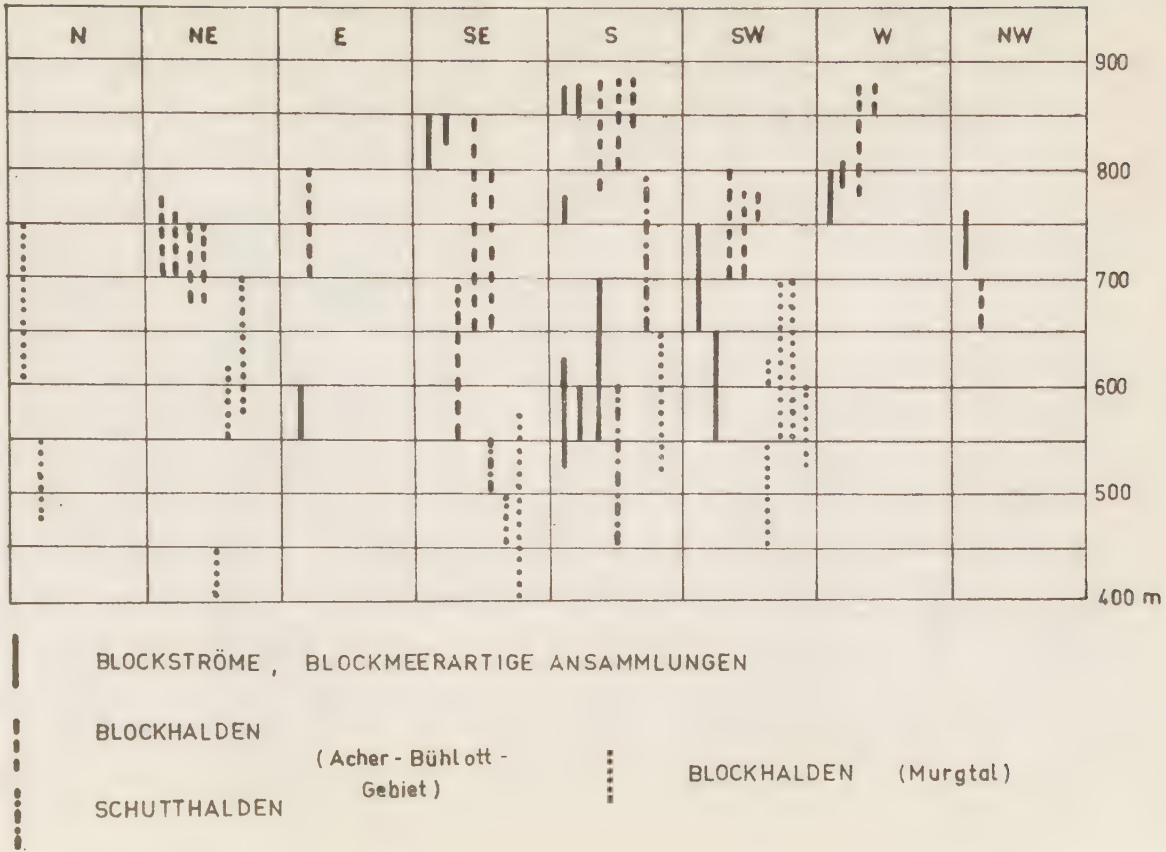


Abbildung 1

SANDGRUBE TANNENTEICH (Seebach) 560 m NN.

Längsschnitt:

m

A. Humusboden

1,2 B. Blockhaltige Fließerde

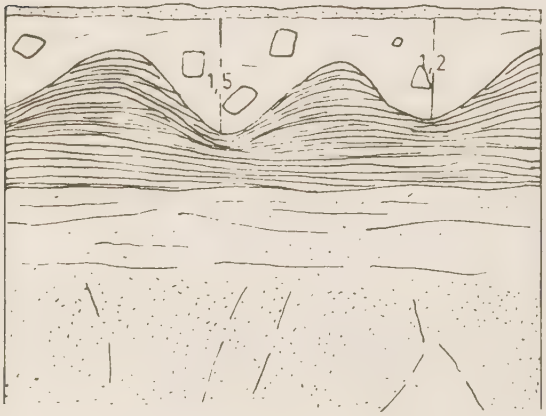
1,2 C. Streifenzone

1,0 D. Zone des Hakenschlagens

E. Anstehendes:

Vergruster Zweiglimmergranit

Querschnitt:



m

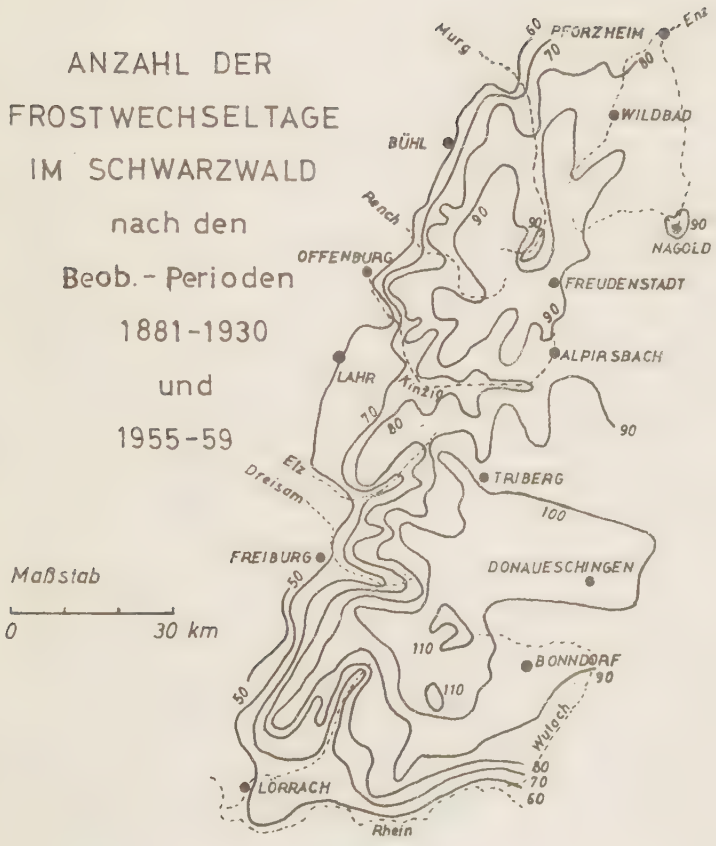
A.

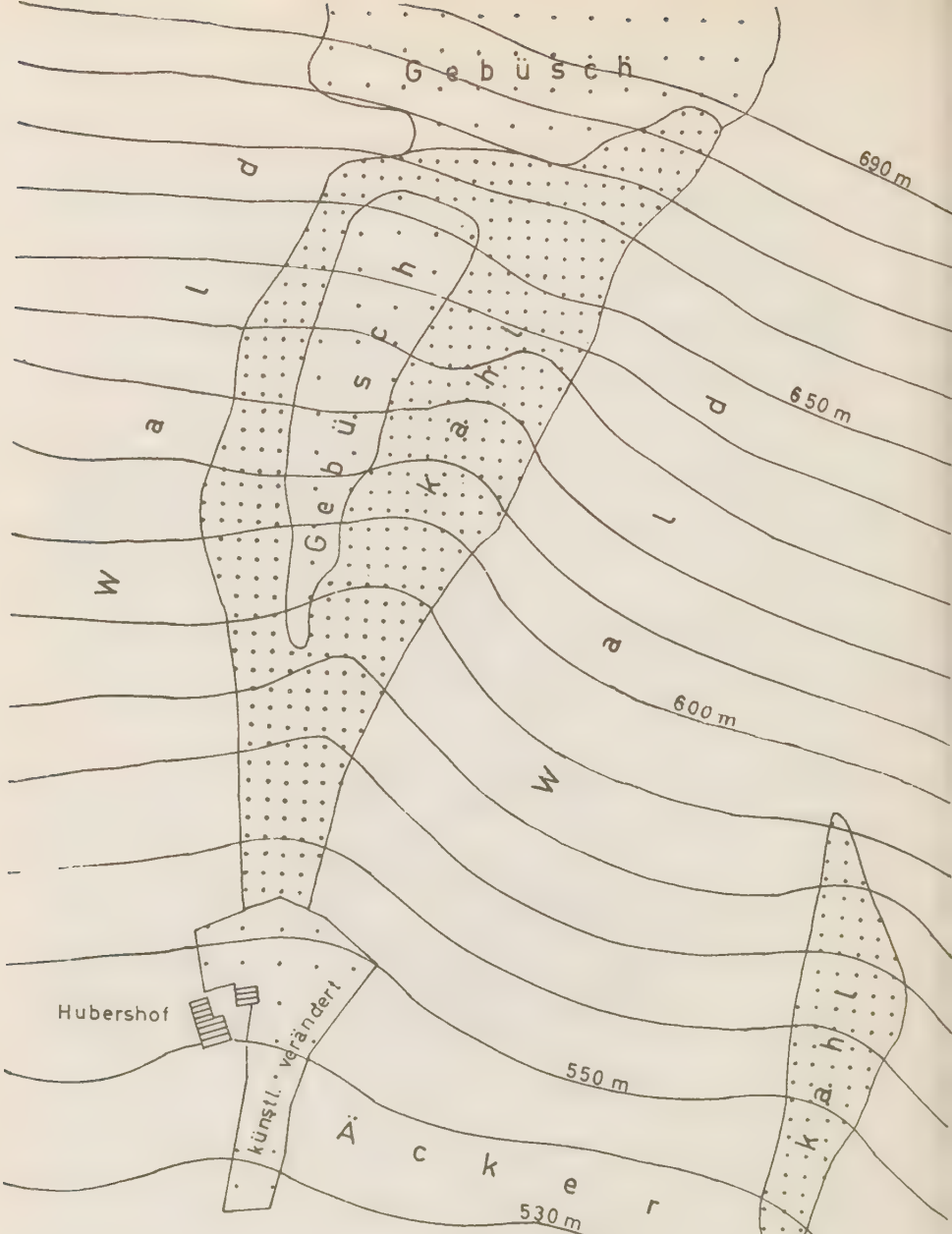
B.

bis 2,0 C.

1,0 D.

E.


ANZAHL DER
FROSTWECHSELTAGE
IM SCHWARZWALD
nach den
Beob.-Perioden
1881-1930
und
1955-59
Maßstab
0
30 km
Murg
PFORZHEIM
Enz
WILDBAD
BÜHL
Rench
OFFENBURG
NAGOLD
FREUDENSTADT
ALPIRSBACH
LAHR
Kinzig
TRIBERG
Elz
Dreisam
FREIBURG
DONAUESCHINGEN
BONNDORF
Wutach
LÖRRACH
Rhein
60
70
80
90
100
110
50



TYPISCHE LAGE
ZWEIER BLOCKSTRÖME (Beisp. Hubershof/Seebach)

STROM

STREU

Maßstab

100 m

Abb. 4

Abb. 5

BLOCKBILDUNGEN IM NÖRDLICHEN TALSCHWARZWALD UND IM MURGTAL

L e b e n s l a u f

Als Sohn des Lehrers Hans Rother und seiner Ehefrau geb. Schneider wurde ich am 29. August 1932 in Chemnitz geboren. Die Volksschule besuchte ich in meiner Heimatstadt Hohenstein-Ernstthal. 1943 trat ich in die Oberschule Chemnitz, 1946 in die Oberschule Glauchau ein. Dort legte ich 1951 die Reifeprüfung ab.

Das nach einjähriger Praktikantenzeit begonnene Studium an der Universität Leipzig wurde durch die Übersiedlung in die Bundesrepublik Deutschland unterbrochen.

Im Wintersemester 1954/55 konnte ich das Studium der Naturwissenschaften an der Eberhard-Karls-Universität Tübingen aufnehmen, das im Sommer 1961 mit der Wissenschaftlichen Prüfung für das Lehramt an Höheren Schulen in den Fächern Geographie, Biologie und Chemie abschloß.

Seit dem 1. Dezember 1961 bin ich als Verwalter einer Assistentenstelle am Geographischen Institut tätig.

Meine akademischen Lehrer waren die Herren Professoren und Dozenten Bünning, Grell, Hellmann, Huttenlocher, Leidlmair, Möhres, Rüdorff, Schröder, Seibold, Wilhelmy, von Wißmann, Wittig und Zimmermann.

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit gab Herr Professor Dr. H. Wilhelmy im Winter 1958.

Gesamtherstellung: DIE REPROGRAFIE · Karl Mayer KG.
Stuttgart N Friedrichstraße 45